



**You have downloaded a document from  
RE-BUS  
repository of the University of Silesia in Katowice**

**Title:** Alaskity Tatr Zachodnich : zapis wczesnowaryscyjskiej kolizji w prakontynencie Karpat

**Author:** Aleksandra Gawęda

**Citation style:** Gawęda Aleksandra. (2001). Alaskity Tatr Zachodnich : zapis wczesnowaryscyjskiej kolizji w prakontynencie Karpat. Katowice : Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego



Uznanie autorstwa - Użycie niekomercyjne - Bez utworów zależnych Polska - Licencja ta zezwala na rozpowszechnianie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie w celach niekomercyjnych oraz pod warunkiem zachowania go w oryginalnej postaci (nie tworzenia utworów zależnych).



UNIwersytet ŚLĄSKI  
W KATOWICACH



Biblioteka  
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki  
i Szkolnictwa Wyższego

Aleksandra Gawęda

# **ALASKITY TATR ZACHODNICH**

Zapis wczesnowaryscyjskiej kolizji  
w prakontynencie Karpat



Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego



Katowice 2001



ALASKITY  
TATR ZACHODNICH

Zapis wczesnowaryscyjskiej kolizji  
w prakontynencie Karpat

Prace Naukowe  
Uniwersytetu Śląskiego  
w Katowicach  
nr 1997

Aleksandra Gawęda

# ALASKITY TATR ZACHODNICH

Zapis wczesnowaryscyjskiej kolizji  
w prakontynencie Karpat



Redaktor serii: Nauki o Ziemi  
**ANDRZEJ T. JANKOWSKI**

Recenzenci  
**JAN BURCHART**  
**TERESA OBERC-DZIEDZIC**



BG **303224**

# TREŚĆ

1. WSTĘP .....	7
1.1. Wybrane przykłady leukogranitów syntektonicznych (typ $C_{ST}$ ) ...	9
1.2. Wybrane przykłady leukogranitów autochtonicznych, związanych pośrednio z magmą płaszczu Ziemi ( $C_{CA}$ lub $H_{LA}$ ) .....	10
2. METODY BADAŃ .....	13
3. BUDOWA GEOLOGICZNA TRZONU KRYSTALICZNEGO TATR ZACHODNICH .....	16
4. WYSTĘPOWANIE ORAZ CHARAKTERYSTYKA PETRO- GRAFICZNA ALASKITÓW TATR ZACHODNICH .....	21
4.1. Tomanowy Wierch Polski–Smreczyński Wierch–Kamienista ....	27
4.2. Alaskity grzbietów Ornaku i Długiego Uplazu .....	29
4.3. Alaskity Wołowca–Łopaty .....	32
4.4. Alaskity Starorobociańskiego Wierchu .....	34
4.5. Alaskity Trzydniowiańskiego Wierchu–Kończystej n. Jarząbczą .	36
4.6. Alaskity „wysp krystalicznych”: Małolącziaka, Twardego Uplazu, Goryczkowej i Kopy Kondrackiej .....	38
5. CHARAKTERYSTYKA MINERAŁÓW .....	45
5.1. Skalenie .....	45
5.2. Kwarc .....	47
5.3. Grupa łuszczyków .....	48
5.3.1. Biotyty .....	48
5.3.2. Muskowity .....	51
5.4. Granaty .....	59
5.5. Turmaliny .....	64
5.6. Syllimanit .....	66
5.7. Sappiryn .....	67
5.8. Tytanit .....	67
5.9. Grupa chlorytów pobiotytowych .....	68
5.10. Cyrkon, ksenotym, monacyt i apatyt .....	69



6. CHEMIZM ALASKITÓW .....	70
6.1. Pierwiastki główne .....	70
6.2. Pierwiastki ziem rzadkich .....	74
6.3. Pozostałe pierwiastki śladowe .....	80
6.3.1. Pierwiastki niekompatybilne .....	80
6.3.2. Pierwiastki kompatybilne .....	85
6.3.3. Grupa metali przejściowych .....	86
7. MODELOWANIE ILOŚCI STOPU CZĄSTKOWEGO .....	88
7.1. Reakcje topienia cząstkowego .....	88
7.2. Modelowanie ilości stopu na podstawie pierwiastków śladowych .....	90
7.3. Modelowanie składu magmy i restytu oparte na pierwiastkach głównych .....	93
8. WARUNKI P–T–X TOPIENIA CZĄSTKOWEGO I GENERACJI MAGMY ORAZ JEJ WŁASNOŚCI FIZYCZNE .....	97
8.1. Zakres topienia cząstkowego i temperatura magmy alaskitowej .....	97
8.2. Lepkość magmy alaskitowej .....	102
9. INTERPRETACJA WARUNKÓW GEOTEKTONICZNYCH GE- NERACJI MAGMY ALASKITOWEJ W TATRACH ZACHOD- NICH .....	105
9.1. Interpretacja oparta na analizie pierwiastków głównych .....	105
9.2. Interpretacja oparta na analizie pierwiastków śladowych .....	107
10. DYSKUSJA WYNIKÓW .....	115
10.1. Zakres migracji magmy – rola deformacji tektonicznych i cech fizycznych magmy .....	115
10.2. Krystalizacja nierównowagowa i model dyferencjacji magmy ..	117
10.3. Przynależność klasyfikacyjna alaskitów i model geometryczny intruzji tatrzańskich .....	119
10.4. Znaczenie alaskitów dla odtworzenia wczesnowaryscyjskiego reżimu geotektonicznego w Centralnych Karpatach Wewnętrznych	123
10.5. Alaskity jako wskaźnik pochodzenia trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich .....	125
11. WNIOSKI .....	128
LITERATURA .....	130
Summary .....	139
Резюме .....	141

## WSTĘP

Generacja stopu granitowego jest głównym czynnikiem powodującym dyferencjację skorupy ziemskiej na górną, środkową i dolną. Proces ten kształtuje zewnętrzną okrywą naszej planety, zasługuje więc na szczególną uwagę badaczy. Generacja stopu granitowego pociąga za sobą powstanie restrytu – skały pozbawionej składników łatwo topliwych, w skrajnym przypadku skały „suchej” (pozbawionej minerałów uwodnionych). W przypadku migracji stopu, gdy opuszcza on środowisko swej generacji, następuje wielkoskalowa dyferencjacja skorupy kontynentalnej. Jeśli stop zostaje częściowo lub całkowicie zatrzymany w źródle, dochodzi „zaledwie” do migmatyzacji, a zmiany retrogresywne (zwykle reakcje hydratacji) maskują procesy anatektyczne (Olsen, 1987; Kohn *et al.*, 1997).

Szczególną odmianą granitów są leukogranity. Według Scaillet *et al.* (1995) mają one następujące cechy charakterystyczne:

1. Zawierają na ogół poniżej 5% obj. składników ciemnych: biotyту, turmalinu, granatów.
2. Skład mineralny leukogranitów jest zmienny i odpowiadać może zarówno granitom alkaliczno-skalieniowym, granitom A, B, jak i granodiorytom, a rzadko tonalitom. Plagioklaz to albit lub oligoklaz.
3. Leukogranity są zazwyczaj peraluminowe ( $A/CNK > 1$ ), rzadziej metaluminowe.
4. Wśród minerałów głównych może występować muskowit pierwotny.
5. Stopy leukogranitowe odpowiadają zwykle tzw. systemowi haplogranitowemu i były generowane w temperaturach odpowiadających warunkom górnego zakresu facji amfibolitowej lub facji granulitowej (700–800°C).
6. Mobilność magm leukogranitowych jest uwarunkowana tektoniką.
7. Obserwuje się występowanie leukogranitów w obrębie terranów migmatycznych lub w ich bliskości.
8. Stwierdzono analogi wulkaniczne leukogranitów.

W procesach generacji i rozwoju magm leukogranitowych dużą rolę odgrywają składniki lotne ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , B, F,  $CH_4$ ), wpływając na ilość, skład i mobilność magmy (Chorlton, Martin, 1978; Burnham, 1979; Kepler, 1989; Holtz, Johannes, 1991; Scaillet *et al.*, 1995). Skład fazy 7

lotnej w przypadku leukogranitów może być zróżnicowany w zależności od charakteru skał metaosadowych protolitu (Whitney, 1988). Efektem ich aktywności są pospolite pegmatyty usytuowane zarówno w obrębie intruzji leukogranitowych, jak i w skałach otoczenia. Udział wygenerowanego stopu granitowego w dużej mierze zależy od charakteru protolitu. Skały krystalne różnią się potencjalną zasobnością w stop w zależności od zawartości łyszczyków i hornblendy, najczęstszych źródeł stopu granitowego.

Leukogranity są uważane za efekty topienia cząstkowego zmetamorfizowanych skał osadowych: pelitów, psamitów, szarogłazów (Miller, 1985; Whitney, 1988; Vielzeuf, Montel, 1994; Montel, Vielzeuf, 1997), a więc należących do granitów typu S (Chappel, White, 1974). Leukogranity peraluminowe niegdyś były uważane za produkty „mokrej” anateksis ( $a_{H_2O} = 1$ ) skał skorupowych z powodu występowania pierwotnego muskowitu. Badania eksperymentalne ostatniego dziesięciolecia oraz możliwość wspólnej krystalizacji muskowitu i grafitu (Bachmann *et al.*, 1991; Connolly, 1995; Gawęda, Cebulak, 1999) dowodzą, że istnieje możliwość generacji leukogranitów muskowitowych w warunkach zarówno niskiej aktywności wody ( $a_{H_2O} < 1$ ), jak i obniżonej lotności tlenu. Temperatury wytopiania poniżej 900°C sprawiają, iż magmy leukogranitowe są dość ubogie w pierwiastki „ciemne”: Fe, Mg, Ti oraz w pierwiastki śladowe związane z fazami mineralnymi o wysokich temperaturach topnienia, jak Zr, REE, Y, Sc, Nb.

Leukogranity, często spotykane w obszarach orogenicznych, pojawiają się we wszystkich epokach geologicznych w zbliżonych sytuacjach geotektonicznych: w warunkach kolizji płyt litosfery lub nasunięć/ściśnięcia wewnątrzskorupowego. Warunki temperatury i ciśnienia generacji magmy leukogranitowej wskazują zwykle na środkową skorupę kontynentalną. Leukogranity są najsłabiej reprezentowane w strukturach kaledońskich, najczęściej zaś występują w strukturach waryscyjskich i alpejskich.

Powstanie leukogranitów wiąże się zwykle z dwoma typami środowisk geotektonicznych. Są to:

I. Warunki kolizji płyt, tektonika nasuwcza, często inwersja metamorficzna, powodujące topienie cząstkowe i tworzenie się magmy granitowej (*Crustal Shearing and Thrusting* – ( $C_{ST}$ ) – według: Barbarin, 1990). Mobilność tak wygenerowanej magmy jest warunkowana tektoniką.

II. Wytapianie protolitu metamorficznego w płytkich strefach batolitów zonalnych w wyniku doprowadzenia gorącego materiału, zwykle pochodzącego z płaszcza Ziemi (*Crustal Collisional Autochthonous* ( $C_{CA}$ ) lub *Hybrid Late Orogenic* ( $H_{LA}$ ) – Barbarin, 1990).

## 1.1. Wybrane przykłady leukogranitów syntektonicznych (typ C<sub>ST</sub>)

A. Syntektoniczne leukogranity Wysokich Himalajów tworzą nieciągły pas sillów i dajek (Manaslu, Zaskar, Garhwal (Le Fort, 1975; Harrison *et al.*, 1999)), Sikkim (Neogi *et al.*, 1998), Everest–Makalu (Parrish, Hodges, 1996), Bhutan (25% ogółu granitów himalajskich – Davidson *et al.*, 1997) wzdłuż południowotybetańskiego systemu kolizyjnego. Peraluminowe leukogranity powstały wraz z nasunięciem gorącej, zmigmatyzowanej płyty górnej na skały o niskim stopniu metamorfizmu płyty dolnej. Anateksis prawdopodobnie zachodziła w warunkach:  $T = 800\text{--}850^{\circ}\text{C}$  i  $P = 10\text{--}12$  kbar (Neogi *et al.*, 1998), gdy tymczasem temperatury w skałach otoczenia osiągnęły  $750\text{--}770^{\circ}\text{C}$  (Patino-Douce, Harris, 1998). Wiek intruzji/nasunięcia zmienia się od 24–19 mln lat na wschodzie (Le Fort *et al.*, 1987) do około 17 mln lat w kierunku zachodnim (Davidson *et al.*, 1997).

B. Syntektoniczne leukogranity południowej Bretanii są związane z południowym skrajem południowoarmorykańskiej strefy przesuwczej. Pas izolowanych eliptycznych ciał leukogranitowych liczący 327–301 mln lat ma około 300 km długości. Stowarzyszone z leukogranitami są pegmatyty z wielkokrystalicznym muskowitem oraz aplity z muskowitem i granatem (Strong, Hanmer, 1981).

C. Syntektoniczne i posttektoniczne leukogranity Montallegre (północna Portugalia) są związane z późnohercejskim epizodem ścinania. Pluton powstał w wyniku akumulacji wielu „porcji” stopu tworzonych sukcesywnie (Holz, 1989).

D. Drobne ciała leukogranitowe Mt Hay (centralna Australia) były segregowane z migmatytów w warunkach deformacji niekoaksjalnej i kompresji. Warunki intruzji oszacowano na dolną/środkową skorupę ziemską, wiek zaś odpowiada wczesnemu proterozoikowi (1780–1600 mln lat – Collins, Sawyer, 1996).

E. Izolowane ciała leukogranitów peraluminowych wśród skał metamorficznych Old Woman Mountains (California, USA) są związane z późnokredowym (70–72 mln lat) magmatyzmem w warunkach deformacji niekoaksjalnych po głównym epizodzie przesuwczym (Miller, Wooden, 1994).

## 1.2. Wybrane przykłady leukogranitów autochtonicznych, związanych pośrednio z magmą płaszcza Ziemi ( $C_{CA}$ lub $H_{LA}$ )

A. Masyw Trois Seigneurs (Pireneje, Francja), w którym topienie cząstkowe metapelitów było związane z intruzją wcześniejszego plutonu granodiorytowego oraz wznoszącej się w tym rejonie astenosfery. Efekt topienia cząstkowego stanowią nieregularne ciała leukogranitów o zróżnicowanej wielkości: od 1 m do 1 km, ubogie w REE i inne pierwiastki śladowe stowarzyszone z pegmatytami. Mimo braku publikowanych oznaczeń izotopowych sugeruje się hercyński wiek generacji leukogranitów (Wickham, 1987 a,b).

B. Małe ciała leukogranitów w obrębie masywu Gredos (Hiszpania), wiek 295 mln lat, interpretuje się jako późne stadium magmatyzmu, ponieważ tną wcześniejsze granity. Topienie cząstkowe metapelitów było spowodowane podgrzaniem przez wznoszący się diapir (Moreno-Ventas *et al.*, 1995).

C. Leukogranity Rio Cisney (południowa Patagonia, Chile) pozostają w związku z uskokiem zrzutowo-przesuwczym oraz dekompresją posttektoniczną. Wiek intruzji szacuje się na 9,6 mln lat, a stygnięcie – na 6,6–5,5 mln lat (Herve *et al.*, 1993).

D. W przypadku batolitu Strathbogie (centralna Victoria, Australia) generację magmy anatektycznej łączy się z doprowadzeniem gorącego materiału magmowego z płaszcza. Warunki wytapiania w strefie o wycienionej skorupie oszacowano na  $P = 4\text{--}6$  kbar i  $T = 800\text{--}850^\circ\text{C}$ . Wiek magmatyzmu ocenia się na 366 mln lat (Clements, 1988).

E. Harney Peak Granite (Południowa Dakota, USA) to płaska intruzja wielowarstwowa, zwana językową, tworząca pseudokopułę. Naprzemianległe intruzje granitów leukokratycznych o wybitnej kierunkowości, określane mianem „line rock”, datuje się na wczesny proterozoik (1,7 mld lat). Stowarzyszone z leukogranitami pegmatyty charakteryzują się budową zonalną (Duke *et al.*, 1988).

W 1900 roku J. E. Spurr podał definicję **alaskitu** w celu scharakteryzowania leukokratycznych skał magmowych o granitowym składzie, zawierających znikome ilości minerałów ciemnych. Wyróżniono alaskity właściwe, tzn. zawierające zarówno albit, jak i skałen potasowy, oraz ortoalaskity (inaczej kalialaskity), będące skałami bezalbitowymi (Ryka, Maliszewska, 1982). Nazwy alaskit używa się zamiennie z takimi pojęciami jak: aplogranit, haplogranit, leukogranit czy granit alkaliczny. Wyróżnikiem alaskitów jest ich drobnokrystaliczna struktura. Termin alaskit nie jest w powszechnym użyciu, a wiele podręczników petrologii wręcz go pomija.

W inwentarzu skał budujących tzw. trzony krystaliczne w obrębie Centralnych Karpat Wewnętrznych można spotkać leukogranity odpowiadające

definicji alaskitu. Mimo to nigdzie poza polską literaturą geologiczną termin ten nie był używany (por. Gawęda, 2000; Kohut, 2000). Sądząc z dostępnych danych petrologicznych, geochemicznych i izotopowych odpowiednikami alaskitów tatrzańskich są żyłowe leukogranity w masywie Braniska (Vozarova, 1993), leukogranity Wielkiej i Małej Fatry (tzw. leukogranity Lubochny – Bagdasaryan *et al.*, 1992; Petrik, 2000), leukogranity Suchego w masywie Strażowskich Wierchów, leukogranity okolic Bratysławy w Małych Karpatach oraz tzw. ortognejsy w Nizkich Tatrach (Cambel *et al.*, 1985; Petrik, 2000). Wszędzie skały te tworzą stosunkowo niewielkie formy intruzyjne, czasem opisywane jako grube żyły apli-towe lub – z powodu kierunkowej tekstury i silnie zaznaczonych podatnych deformacji syntektonicznych – jako ortognejsy (Petrik, 2000). Łączy je geneza anatektyczna oraz związana z tym zależność składu chemicznego i izotopowego od tychże parametrów skał źródłowych. Wartość początkowa dla izotopów strontu ( $I_{Sr}$ ) w leukogranitach zawiera się w granicach 0,706–0,708 (Gawęda, 1995; Petrik, 2000). Wspólną ich cechą jest też niska zawartość wody w stopie anatektycznym i silna peraluminowość (Petrik, Kohut, 1997). I. Petrik (2000) zaliczył leukogranity o wymienionych charakterystykach, znane z obszaru Słowacji, do typu 5., czyli granitów pochodzących z topienia cząstkowego skał metapelitycznych, przy udziale składowej infrakrustalnej. Jego sugestie potwierdzają też wcześniejsze badania nad pegmatytami alaskitowymi (Gawęda, 1995).

Powodem użycia przeze mnie nazwy **alaskit** są względy formalne i historyczne: większość przedstawionych wcześniej leukogranitów odpowiada opisowej definicji alaskitu. Również nazwa ta jest zwyczajowo używana na określenie leukogranitów tatrzańskich. Termin alaskit będzie konsekwentnie stosowany przeze mnie w dalszym ciągu pracy jako synonim leukogranitu występującego w Tatrach Zachodnich. Alaskity zawierające porfirokryształy skalenia potasowego oraz pegmatyty alaskitowe są produktami ewolucji tej samej magmy, dlatego – mimo iż nie są alaskitami z definicji – będą rozpatrywane wspólnie z alaskitami *sensu stricto*.

Badania nad alaskitami Tatr Zachodnich zostały zapoczątkowane w czasie realizacji grantu pt. *Migmatyty i amfibolity Tatr Zachodnich* (grant KBN P20100007) w latach 1994–1996. Kontynuowano je dzięki wsparciu finansowemu Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego (BW–34/98) oraz Komitetu Badań Naukowych (grant KBN 6 P04D 028 16). Część prac terenowych i opróbowania wykonano w trakcie badań kartograficznych przeprowadzonych przy sporządzaniu mapy geologicznej Tatr Zachodnich w skali 1:50 000.

*Szczególną wdzięczność pragnę wyrazić Panu Profesorowi Kazimierzowi Kozłowskiemu za wieloletnią opiekę naukową, współpracę oraz cenne uwagi w trakcie przygotowywania pracy do druku.*

*Serdecznie dziękuję Panu prof. dr. hab. Ryszardowi Kryzie za pomoc w wykonaniu analiz mikrosondowych i cenne uwagi praktyczne, Pani prof. dr. hab. Krystynie Piotrowskiej za pomoc w interpretacji danych tektonicznych oraz zdjęć satelitarnych, Panu prof. dr. hab. Januszowi Janeczkowi za pomoc w zdobyciu literatury fachowej, Panu dr. J. A. Winchesterowi za umożliwienie wykonania analiz chemicznych skał metodą XRF oraz pomoc w zebraniu literatury fachowej i cenne uwagi w trakcie wieloletniej kooperacji. Panu dr. M. Kohutowi (Geologická Služba Slovenskej Republiky) dziękuję za udostępnienie analiz leukogranitów słowackich, Panu prof. dr. hab. Janowi Burchartowi za wskazówki dotyczące badań terenowych, Pani mgr Ewie Starnawskiej za wykonanie wstępnych analiz mikrosondowych, Panu mgr. Robertowi Piwkowskiemu za pomoc w pracach terenowych i współpracę w czasie prac kartograficznych. Panu prof. dr. hab. Andrzejowi Paulo dziękuję za wspólne wycieczki terenowe i stymulujące dyskusje, Panu dr. Stefanowi Cebulakowi za cenne uwagi i wielogodzinne dyskusje. Pani mgr Ewie Teper dziękuję za pomoc w przygotowaniu i wydrukowaniu fotografii. Dyskusja z prof. J. Deweyem umożliwiła ulepszenie pierwotnej wersji modelu geometrycznego kolizji.*

*Pani Profesor I. Oberc-Dziedzic i Panu Profesorowi J. Burchartowi pragnę serdecznie podziękować za cenne uwagi, które wpłynęły na obecny kształt pracy.*

*Mojej mamie, Kazimierze Gawędzie, winna jestem szczególną wdzięczność – za wszystko!*

## METODY BADAŃ

Zamieszczone w pracy przekroje geologiczne zostały wykonane przez autorkę w skali 1:10 000 na podstawie obserwacji i pomiarów prowadzonych na podkładzie topograficznym w skali 1:10 000, a dla wybranych rejonów na podkładzie 1:5000. Do interpretacji struktur geologicznych wykorzystano dodatkowo zdjęcia satelitarne Tatr.

Analizy pierwiastków głównych dla 37 próbek alaskitów zostały wykonane klasyczną metodą „mokrą” w Laboratorium Dydaktycznym Katedr Geologicznych WNoZ Uniwersytetu Śląskiego przez panią Krystynę Stanek. 32 analizy pierwiastków głównych i śladowych (Rb, Sr, Ba, Th, Ni, Cu, Zn, Pb, Ga, Cr, V, Zr, Hf, Y, Nb, Ta, La, Ce, S) próbek alaskitów i skał metamorficznych z ich otoczenia przeprowadziła autorka metodą XRF w Department of Earth Sciences, Keele University, U.K., w czasie pobytu na stypendium The Royal Society of the U.K. od 20 października 1998 roku do 5 listopada 1998 roku. Analizy pierwiastków głównych metodą ICP (stop) dla 2 próbek alaskitów wykonano w Activation Laboratories Ltd. w Kanadzie. Tam też dokonano oznaczeń pierwiastków śladowych dla 12 próbek metodą ICP-MS: Ag, As, Ba, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Ge, Hf, In, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu.

Analizy planimetryczne płytek cienkich wykonałam na szlifach orientowanych, ciętych prostopadłe do wyróżnionej w skale kierunkowości. Ogółem zrobiono szlify z 245 próbek, wykorzystując do obserwacji zarówno powierzchnie prostopadłe do foliacji i lineacji (*bc*), jak i równoległe do lineacji, prostopadłe do foliacji (*ac*), na których wyznaczałam kolejność krystalizacji minerałów.

Chemizm minerałów określiłam za pomocą analiz w mikroobszarze, które przeprowadziłam w Instytucie Nauk Geologicznych (Zakład Mineralogii i Petrologii) Uniwersytetu Wrocławskiego na mikrosondzie elektronowej Cambridge Microscan M9 w następujących warunkach analitycznych: napięcie 15 kV, czas zliczania 20 s, procedura korekcyjna ZAF, z zastosowaniem międzynarodowych wzorców naturalnych i syntetycznych. Badaniom mikrosondowym poddano typowe alaskity ze wszystkich stwierdzonych wystąpień. 13



Łącznie było to 120 analiz mikrosondowych składu skaleni, 98 analiz łyszczyków, 26 analiz granatów, 25 analiz turmalinów, 10 analiz syllimanitów, 6 analiz tytanitów oraz 8 analiz chlorytów. Dodatkowo wykorzystałam analizy mikrosondowe minerałów skałotwórczych gnejsów i migmatytów, wykonane w ING PAN w latach 1995–1996, oraz analizy mikrosondowe minerałów stref kontaktowych sporządzone przeze mnie w Instytucie Nauk Geologicznych (Zakład Mineralogii i Petrografii) Uniwersytetu Wrocławskiego.

Współczynnik maficzności  $M$  został obliczony jako suma % obj. minerałów ciemnych (biotyt + granat + sfen + minerały nieprzezroczyste). Obliczeń dotyczących ilości wody w magmie na podstawie udziałów wagowych minerałów uwodnionych (w tym przypadku to muskowit i biotyt) dokonano, opierając się na procedurze przeliczania udziałów objętościowych minerałów na udziały wagowe, z założeniem, iż jedynym źródłem wody są minerały zawierające grupy OH (Clemens, Vielzeuf, 1987):  $M_1 \cdot d_1 + M_2 \cdot d_2 + \dots + M_n \cdot d_n = 100\%$  wag. (gdzie:  $M_i$  oznacza udział objętościowy minerału  $n$ ;  $d_i$  – ciężar właściwy minerału  $n$ ;  $n = (1 ; i)$ ). Procent wagowy wody obliczałam, biorąc pod uwagę udziały wagowe minerałów uwodnionych. Przeliczenia wzajemnego udziałów objętościowych i wagowych dokonałam, przyjmując następujące gęstości minerałów (tab.1).

Tabela 1  
Zestawienie gęstości  $d$  oraz zawartości  
wody w głównych minerałach uczestniczą-  
cych w reakcjach dehydratacji–topienia

Table 1  
The list of density  $d$  and water contents  
in the main minerals participating in the  
dehydration–melting reactions

Minerał	Gęstość $d$ [g/cm <sup>3</sup> ]	% wag. H <sub>2</sub> O
Muskowit	2,83	4,52
Biotyt	3,0	3,90
K-skaleń	2,55	–
Albit	2,62	–
Oligoklaz	2,63	–
Kwarc	2,65	–
Syllimanit	3,25	–
Granat (alm)	4,32	–
Hematyt	5,25	–
Apatyt	3,2	–

**Skróty nazw minerałów** stosowane w niniejszej pracy przyjęto zgodnie z zaleceniami międzynarodowymi (Kretz, 1983; Spear, 1993):

Qtz – kwarc (z wyjątkiem fotografii, gdzie skrót Q został użyty z uwagi na szczupłość miejsca),	Py – pirop,
Fs – skaień,	St – staurolit,
Kfs – skaień potasowy,	Hbl – hornblenda,
Pl – plagioklaz,	Act – aktynolit,
Ab – albit,	Tnt – tytanit,
An – anortyt,	Ilm – ilmenit,
Sil – syllibimanit,	Hem – hematyt,
And – andaluzyt,	Rt – rutyl,
Ky – dysten,	Spr – sapfiryń,
Bt – biotyt,	Ep – epidot,
Ms – muskowitz,	Zo – zoizyt,
Grt – granat,	Czo – klinozoizyt,
Alm – almandyn,	Aln – allanit,
Sps – spessartyn,	Gph – grafit,
Grs – grossular,	L – stop,
	V – faza lotna,
	$\text{Fe}^{2+}_{\text{T}}$ – całkowite żelazo przeliczone na +2.

**Współczynnik nasycenia glinem:**  $A/\text{CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ ,  $A/\text{NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , (składniki tlenkowe są podawane w procentach molekularnych).

**Współczynnik femiczności łyszczyków:**  $fm = \text{Fe}^{2+}_{\text{T}}/(\text{Fe}^{2+}_{\text{T}} + \text{Mg})$  oblicza się na podstawie wyników analiz w mikroobszarze (RCMF – krytyczny reologicznie udział stopu (*Reologically Critical Melt Fraction* – wg: Wickham, 1987a); PM – pierwotny płaszcz (*Primitive Mantle*); C1 – chondryt wg: Sun, McDonough, 1989; Cc – skorupa kontynentalna (*Continental Crust*);  $(\text{REE})_{\text{N}}$  – zawartość REE znormalizowana względem chondrytu C1).

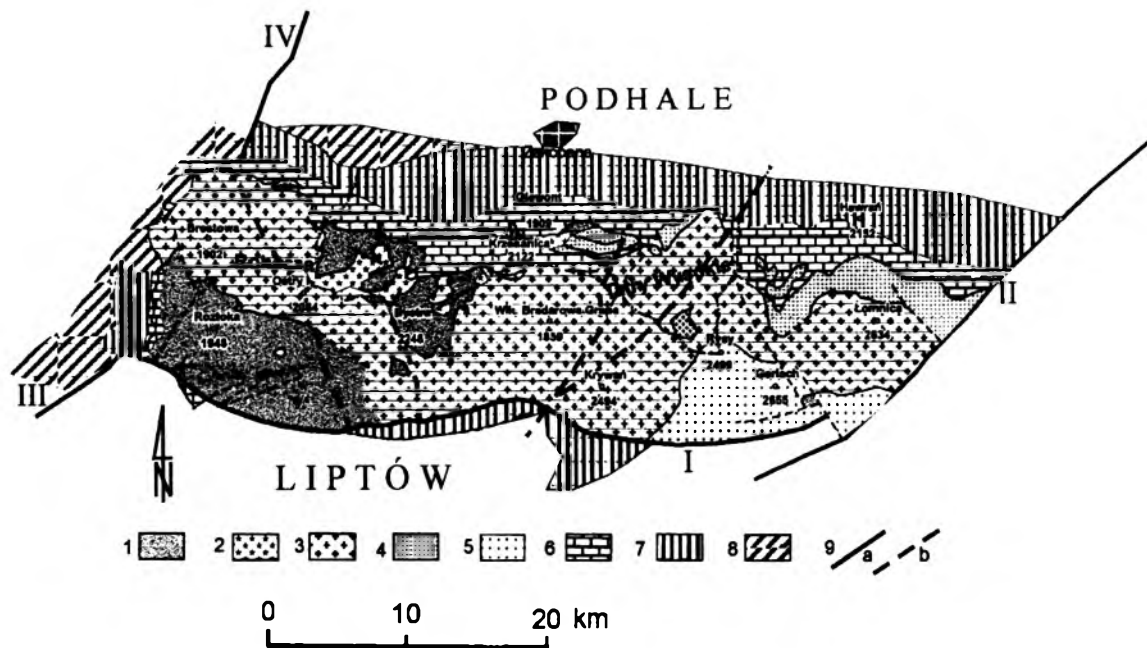
**Skróty stosowane w równaniach:** (r-r) – roztwór, (v) – faza lotna, R – współczynnik korelacji,  $s^2$  – kwadrat średniego odchylenia standardowego.

## BUDOWA GEOLOGICZNA TRZONU KRYSTALICZNEGO TATR ZACHODNICH

Tatry stanowią jeden z siedmiu trzonów krystalicznych Wewnętrznych Karpat Zachodnich, wkomponowanych w struktury alpejskie płyty karpacko-pannońskiej. Trzeciorzędowe ruchy przesuwcze tej płyty ku północy i jej kolizja z platformą europejską spowodowały rozbicie usztywnionej płyty karpacko-pannońskiej na bloki (Bac-Moszaszwili, 1996). Masyw tatrzański w jego obecnej formie jest zbudowany z trzonu krystalicznego oraz z parautochtonicznych oraz nasuniętych utworów osadowych triasu, jury i kredy. Cały masyw ma w przybliżeniu kształt rombu i jest ze wszystkich stron ograniczony uskokami: uskokiem podtatrzańskim od południa, uskokiem Drużbaków od wschodu, uskoki: choczańskim i Krowiarek od zachodu, oraz nie sprecyzowanym fotolineamentem od północy (rys. 1).

Trzon krystaliczny Tatr Zachodnich to jedyny w tym pasmie górskim obszar, w którym osłona metamorficzna poligenicznej intruzji granitoidowej jest dostępna dla obserwacji geologicznych w dużej skali (rys. 2). Kompleks metamorficzno-magmowy Tatr Zachodnich, stanowiący osłonę tzw. granitu Rohaczy (rys. 1), będący częścią głównego batolitu, budują głównie skały metaosadowe o protolicie zmiennym – od metapelitów do metapsamitów (Rabowski, 1938; Jaroszewski, 1965; Kahan, 1969; Skupiński, 1975): gnejsy (lokalnie migmatyczne) i łupki łyszczykowe, przewarstwione podrzędnymi objętościowo metabazaltami (amfibolitami). Genezę osadową dominującej części skał metamorficznych potwierdzają zarówno charakterystyczne minerały (np. dysten, sillimanit, staurolit – Gawęda, Kozłowski, 1998), skład chemiczny skał (Burda, 1995; Gawęda, Piwowski, 1996; Burda, Gawęda, 1997), jak i zawartość niektórych typowych składników chemicznych ( $\text{NH}_4^+$  – Gawęda *et al.* (1996); grafit – Kapera, Michalik (1996); Gawęda, Cebulak (1998); Gawęda, Cebulak (1999)).

W kompleksie krystalicznym wyodrębniono dwie jednostki strukturalne różniące się charakterystycznymi paragenezami mineralnymi i składem chemicznym (Gawęda *et al.*, 1998; Kozłowski, Gawęda, 1999).



Rys. 1. Schematyczna mapa tektoniczna Tatr (kompilacja wg: Kohut, Janak (1994) – trzon krystaliczny oraz Bac-Moszaszwili (1996) – serie osadowe i tektonika)

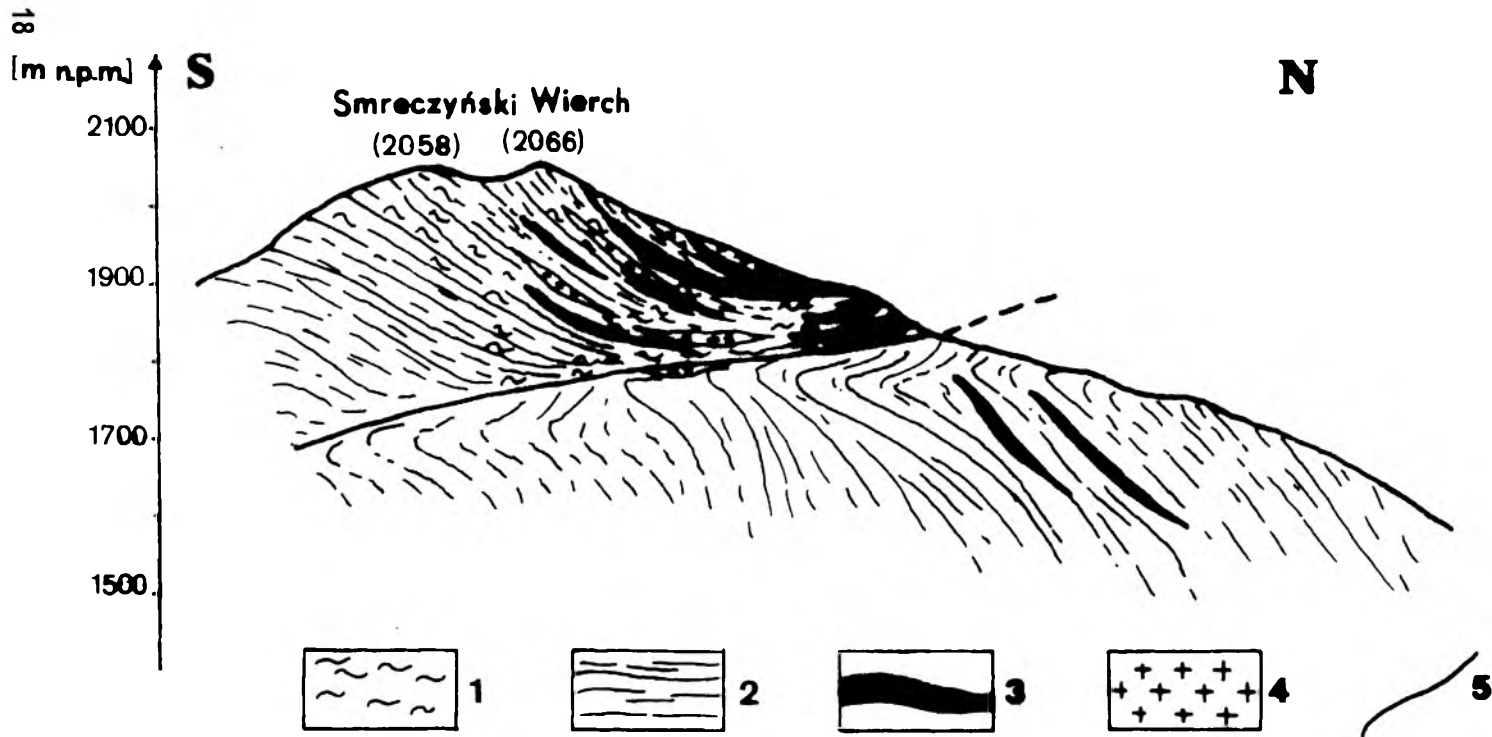
(1-5) – trzon krystaliczny; osłona metamorficzna: 1 – osłona metamorficzna, 2 – alaskity, 3 – granit typu Rohaczy (tzw. pospolity granit tatrzański), 4 – granit typu Goryczkowej, 5 – granit typu Tatr Wysokich, 6 – skały mezozoicznej osłony osadowej i płaszczewin wierchowych, 7 – płaszczewina regłowa dolna, 8 – płaszczewina regłowa górna, 9 – uskoki: a – stwierdzone, b – przypuszczalne

I – uskoki Podtatrzński, II – uskoki Druzbaków, III – uskoki Choczański, IV – uskoki Krowiarek

Fig. 1. Schematic tectonic map of the Tatra Mts. according to Kohut, Janak (1994) and Bac-Moszaszwili (1996)

(1-5) – crystalline basement; metamorphic cover: 1 – metamorphic envelope, 2 – alaskites, 3 – Rohacze – type granite (common Tatra type), 4 – Goryczkowa – type granite, 5 – High Tatra granite, 6 – mesozoic rocks of the sedimentary cover and Wierchy nappe, 7 – Lower Regle nappe, 8 – Upper Regle nappe, 9 – faults: a – identified, b – assumed

I – Podtatrzński fault, II – Druzbaki fault, III – Chocz fault, IV – Krowiarki fault



Rys. 3. Przekrój geologiczny przez Smreczyński Wierch

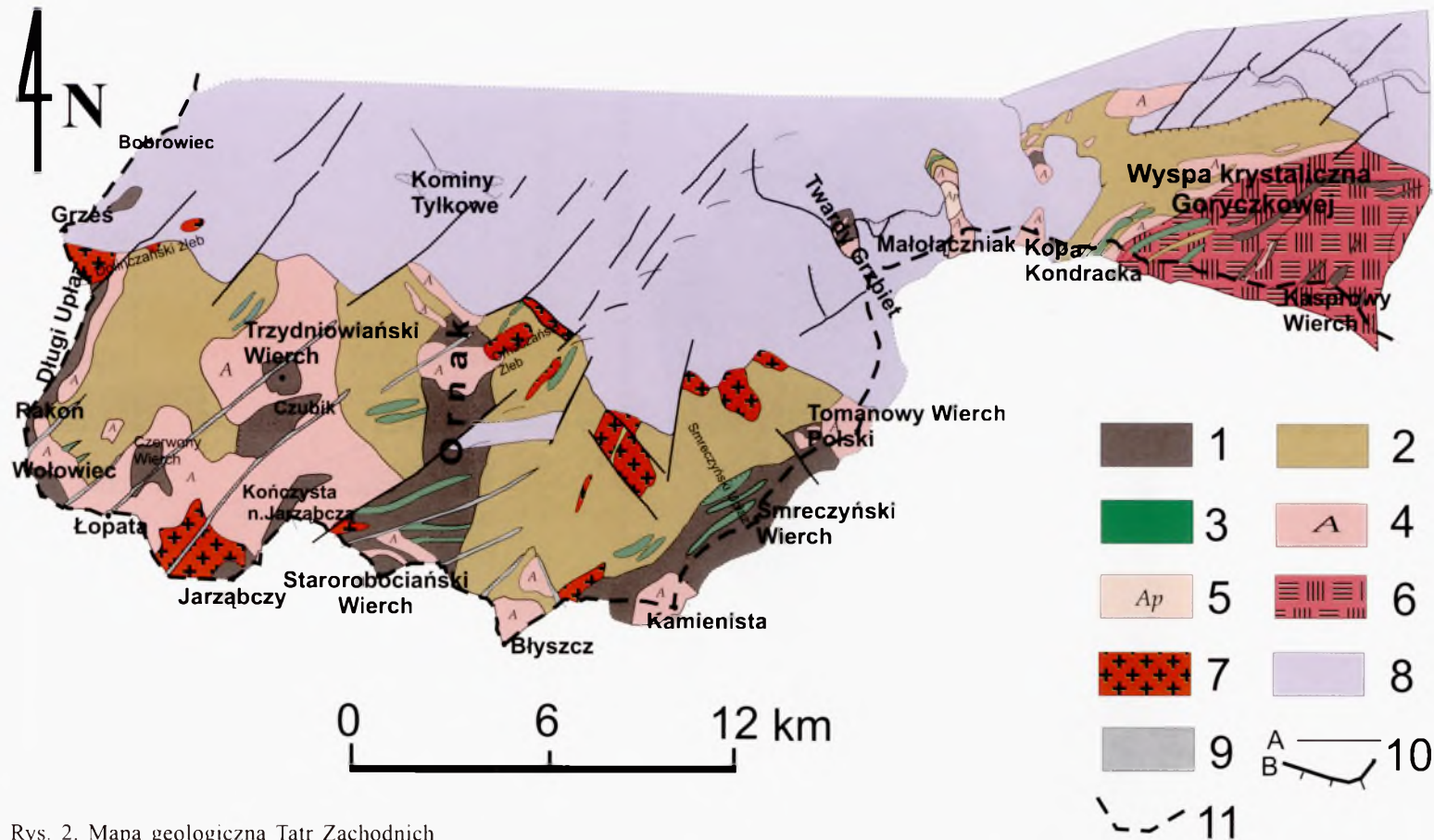
1 – migmatyty, 2 – gnejsy, 3 – amphibolity, 4 – alaskity, 5 – nasunięcia

Skala pionowa równa skali poziomej

Fig. 3. Cross-section through Smreczyński Wierch

1 – migmatites, 2 – gneisses, 3 – amphibolites, 4 – alaskites, 5 – overthrusts

Vertical scale is equal to horizontal scale

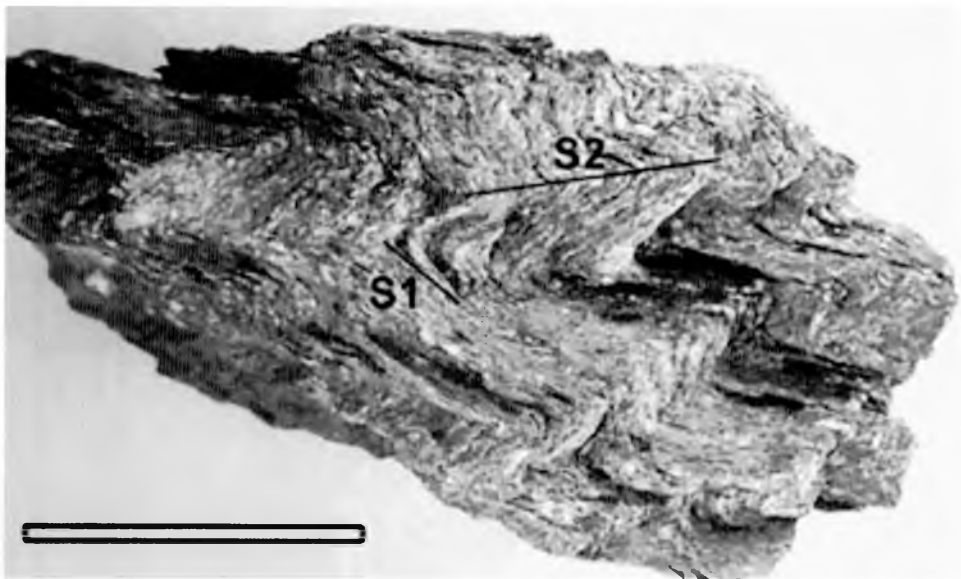


Rys. 2. Mapa geologiczna Tatr Zachodnich

1 – skały metamorficzne GJS, 2 – skały metamorficzne DJS, 3 – amfibolity, 4 – alaskity, 5 – alaskity z segregacjami pegmatytów, 6 – granity typu Goryczkowej, 7 – granity biotytowe (typ Rohaczy), 8 – skały osadowe osłony mezozoicznej, 9 – mylonity stref ścinania, 10 – linie tektoniczne: A – uskoki, B – nasunięcia, 11 – granica państwa

Fig. 2. Geological map of the Western Tatra Mountains

1 – metamorphic rocks of GJS, 2 – metamorphic rocks of DJS, 3 – amphibolites, 4 – alaskites, 5 – alaskites with pegmatitic segregations, 6 – Goryczkowa-type granites, 7 – biotite granites, 8 – sedimentary rocks of mesozoic cover, 9 – mylonites of the tectonic zones, 10 – tectonic lines: A – faults, B – overthrusts, 11 – state border

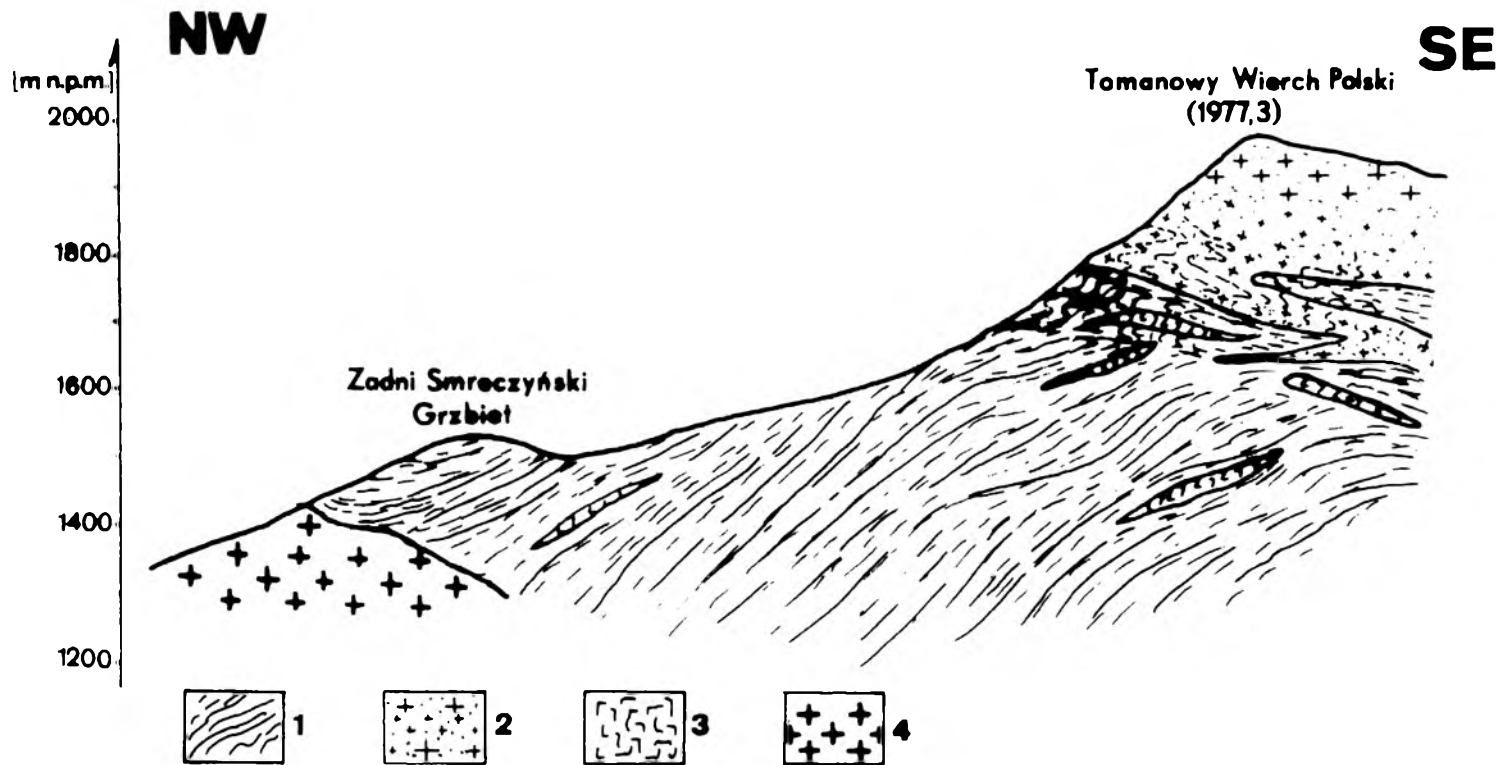


Fot. 1. Superpozycja foliacji  $S_2$ , wyznaczonej przez klinaż osiowy (zapada na SE), względem zafałdowanej foliacji  $S_1$

Próbka z GJS, Długi Uplaz; skala liniowa = 5 cm

Phot. 1. Superposition of  $S_2$  foliation, marked by axial (crenulation) cleavage (dipping to SE), in relation to folded  $S_1$  foliation

Sample from GJS, Długi Uplaz; scale bar = 5 cm



Rys. 4. Przekrój geologiczny przez Tomanowy Wierch Polski

1 – gnejsy, 2 – alaskity, 3 – granity pismowe, 4 – granodiority biotytowe  
Skala pionowa równa skali poziomej

Fig. 4. Cross-section through Tomanowy Wierch Polski

1 – gneisses, 2 – alaskites, 3 – graphic granites, 4 – biotite granodiorites  
Vertical scale is equal to horizontal scale



A. Dolna Jednostka Strukturalna (DJS). Jest charakteryzowana przez dominację niedojrzałych metapelitów i metaszarogłazów, reprezentowanych przez łupki łyszczykowe i gnejsy bogate w łyszczyki, o wysokim stosunku Sr/Rb (1,16–11,27), przy zawartościach CaO od niskich do średnich (1,6–4,93% wag.) i zróżnicowanych proporcjach molekularnych Na/K. Typowa parageneza mineralna to:  $\text{Pl}(\text{An}_{18-30}) + \text{Qtz} + \text{Bt} + \text{Ms} \pm \text{Kfs} \pm \text{St} \pm \text{Ky} \pm \text{Grt} \pm \text{Ilm}$  (Gawęda *et al.*, 1998). Amfibolity występują w DJS bardzo rzadko. Są to odmiany masywne (Gawęda *et al.*, 2000) o typowym zestawie mineralnym:  $\text{Hbl-Act} + \text{Pl}(\text{An}_{30-35}) + \text{Qtz} + \text{Ilm} + \text{Tnt} \pm \text{Bt} \pm \text{Ep} \pm \text{Ab}$ . Warunki metamorfizmu w DJS zostały oszacowane na  $T = 540\text{--}580^\circ\text{C}$  i  $P = 5\text{--}8$  kbar (Gawęda, Kozłowski, 1998; Gawęda *et al.*, 1998). Skały tej jednostki zapadają monotennie  $35\text{--}70^\circ$  na NW–WNW (Jaroszewski, 1965; rys. 2, 3).

B. Górna Jednostka Strukturalna (GJS). Budują ją zmigmatyzowane gnejsy i amfibolity (Burda, 1995; Burda, Gawęda, 1997; Narębski, Wichrowski, 1973; Gawęda *et al.*, 1996), podrzędnie występują łupki łyszczykowe i gnejsy bez oznak migmatyzacji, w tym ortognejsy. Pospolite są kwarcyty grafitowe (Gawęda, Cebulak, 1999). Skały GJS cechują się przewagą Rb nad Sr ( $\text{Sr/Rb} = 0,08\text{--}0,802$ ) oraz niską zawartością CaO w przedziale 0,06–2,55% wag. Charakterystyczna parageneza mineralna gnejsów migmatycznych i łupków (metapelitów) to:  $\text{Pl}(\text{An}_{18-22}) + \text{Q} + \text{Bt} + \text{Grt} + \text{Sil} \pm \text{Kfs} \pm \text{Ky} \pm \text{Gph} \pm \text{St}$ . W GJS często występują amfibolity. Pospolite są tu odmiany smugowane o typowym składzie mineralnym:  $\text{Hbl} + \text{Pl}(\text{An}_{34-35}) + \text{Q} + \text{Ilm/Mt} + \text{Ap} + \text{Tnt} \pm \text{Bt} \pm \text{Ep}$ . Jedynie w górnej jednostce występują amfibolity z granatami, dla których typowa parageneza to:  $\text{Mg-Hbl} + \text{Pl}(\text{An}_{34-41}) + \text{Q} + \text{Grt}(\text{Alm}_{71-65}\text{Py}_{8-9}\text{Grs}_{16-22}\text{Sps}_{5-4}) + \text{Bt} + \text{Ap} + \text{Ilm} \pm \text{Sil}$  (Gawęda, Kozłowski, 1995; Kozłowski, 1996). Warunki metamorfizmu oszacowano na  $P = 7,5\text{--}9$  kbar i  $T = 670\text{--}780^\circ\text{C}$  (Gawęda *et al.*, 1998). W obrębie GJS skały metamorficzne są sfałdowane, najczęściej wykazują obecność dwu generacji foliacji: starszej  $S_1$ , zapadającej ku NW–WNW, i młodszej  $S_2$ , zapadającej  $5\text{--}25^\circ$  ku ESE–SSE (rys. 3, 4; fot. 1).

## WYSTĘPOWANIE ORAZ CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA ALASKITÓW TATR ZACHODNICH

Pierwsze opisy petrograficzne alaskitów tatrzańskich w literaturze geologicznej można znaleźć w pracy S. Kreutza (1930), który wyróżnił „białe granity” odrębne od granitów Rohaczy. Szczegółowe opisy występowania alaskitów w górnej części Doliny Kościeliskiej podał W. Jaroszewski (1965), w rejonie zaś „wyspy krystalicznej” Goryczkowej J. Burchart (1970). Dwaj ostatni autorzy upowszechnili także nazwę **alaskit**. Z powodu wybitnej kierunkowości część alaskitów pierwotnie została zaklasyfikowana jako leukognejsy (Jaroszewski, 1965). W pracy A. Skupińskiego (1975) można znaleźć informacje o leukogranitach występujących w Dolinie Chochołowskiej. Wspomniany autor traktuje łącznie alaskity oraz strefę brzeżną granitów rohackich, a więc intruzji różnych nie tylko petrograficznie, lecz także genetycznie (por. Kohut, Janak, 1994; Poller *et al.*, 2000; Gawęda *et al.*, 2000a), co uniemożliwia szczegółową dyskusję z poglądami tegoż autora.

Alaskity występują w Tatrach w dwu obszarach: w autochtonicznym masywie krystalicznym Tatr Zachodnich, gdzie znajdują się ich największe wystąpienia, oraz na tzw. „wyspach krystalicznych” stanowiących jądra fałdów płaszczowiny wierzhowej: Goryczkowej, Ciemniaka–Twardego Upłazu i Małołączniaka. Alaskity tworzą zwykle niewielkie intruzje (od kilkudziesięciu centymetrów do ok. 100–150 m miąższości), usytuowane w osiowych częściach synform. Formy żyłowe są zgodne z foliacją  $S_2$ . Subrównoległe żyły alaskitów są poprzedzielane wąskimi (10–50 cm) horyzontami blastomylonitów.

Alaskity składają się z kwarcu, pertytowego skalenia potasowego i plagioklazu (albit–oligoklaz). Wymienione minerały stanowią 87,2–99,2% obj. skały, udziały zaś sumy skaleń leżą w przedziale 41,5–86,0% obj. (tab. 2). Małe znaczenie ma muskowit (0,0–9,1%), z czego 40–100% to muskowit pomagmowy. Muskowit pierwotny, magmowy występuje zdecydowanie 21

Tabela 2

## Wybrane analizy planimetryczne alaskitów

Table 2

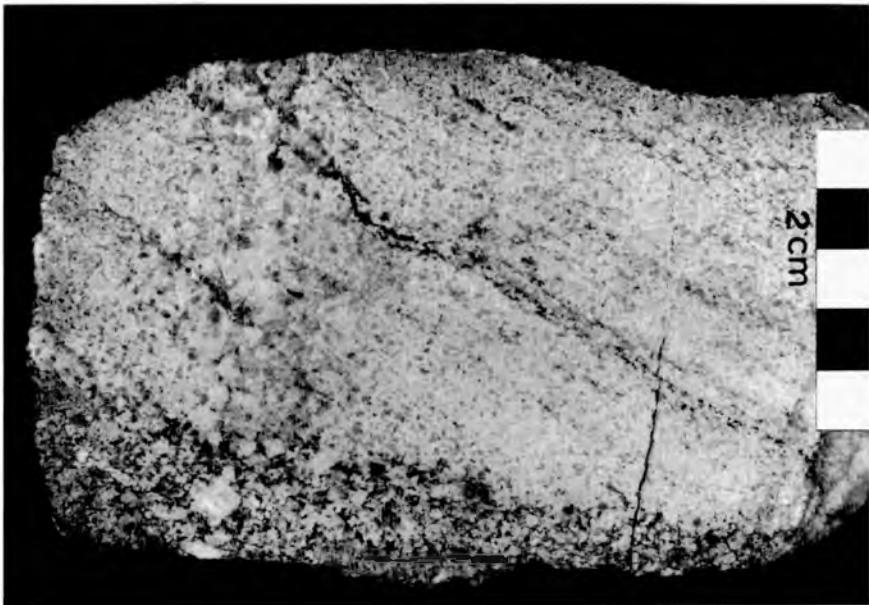
## Selected modal analyses of alaskites

<b>Składnik</b>	<b>TP3</b>	<b>TP3/II</b>	<b>TP17</b>	<b>TP19</b>	<b>SW2</b>	<b>OR9</b>	<b>OR10</b>	<b>OR38</b>	<b>OR48</b>
Kwarc	18,44	36,28	47,60	30,12	29,00	24,00	24,68	32,40	38,86
K-skaleń	22,27	27,71	23,40	40,44	45,60	39,10	46,15	49,50	36,7
Plagioklaz	49,23	31,44	18,10	23,24	21,27	31,80	21,96	13,30	15,50
Muskowit	3,35	4,57	9,10	5,30	4,13	3,50	6,85	2,90	5,87
Biotyt	6,37	–	–	0,90	–	–	–	1,40	0,97
Granat	–	–	0,10	–	–	–	–	–	0,97
Chloryt	–	–	1,6	–	–	1,60	–	–	–
Cyrkon/apatyt	0,34	–	0,10	–	–	–	–	–	0,16
Nt	–	–	–	–	–	–	0,36	0,50	0,90
<b>Kfs + Pl</b>	<b>71,50</b>	<b>59,15</b>	<b>41,50</b>	<b>63,68</b>	<b>66,87</b>	<b>70,90</b>	<b>68,11</b>	<b>62,8</b>	<b>51,27</b>

<b>Składnik</b>	<b>TUp2</b>	<b>TUp3</b>	<b>KK1</b>	<b>KK2</b>	<b>MA6</b>	<b>MA7</b>	<b>MA9</b>	<b>MA12</b>	<b>G3(m)</b>
Kwarc	32,91	19,70	25,30	19,70	25,84	21,28	38,50	29,85	30,30
K-skaleń	38,14	9,55	47,90	43,80	12,04	45,28	29,00	19,45	21,80
Plagioklaz	23,68	64,25	22,40	34,50	58,00	26,52	26,00	46,60	43,00
Muskowit	3,45	0,45	1,20	1,00	2,40	4,89	3,50	1,25	3,30
Biotyt	1,36	1,00	1,90	1,00	–	–	0,40	2,80	–
Granat	–	1,00	–	–	1,40	–	2,50	–	1,60
Chloryt	–	4,95	–	–	0,32	–	–	–	–
Syllimanit	0,46	–	0,90	–	–	–	–	–	–
Sapfiryń	–	–	0,40	–	–	–	–	–	–
Nt	–	–	–	–	–	–	–	0,05	–
<b>Kfs + Pl</b>	<b>61,82</b>	<b>75,80</b>	<b>70,30</b>	<b>78,30</b>	<b>70,04</b>	<b>71,80</b>	<b>55,00</b>	<b>66,05</b>	<b>64,80</b>

<b>Składnik</b>	<b>G3(g)</b>	<b>G5</b>	<b>TW14</b>	<b>TW40</b>	<b>DU6</b>	<b>DU8</b>	<b>W7</b>	<b>ST10</b>	<b>ST20</b>
Kwarc	50,30	33,94	34,12	33,00	34,53	25,67	25,40	10,16	30,33
K-skaleń	40,50	37,60	42,72	9,21	30,07	40,87	28,50	27,16	49,40
Plagioklaz	8,60	20,06	15,56	47,66	31,80	31,46	41,70	58,84	18,53
Muskowit	0,60	8,40	1,84	4,59	3,20	0,07	3,80	–	1,27
Biotyt	–	–	–	–	0,40	1,00	–	–	0,40
Turmalin	–	–	–	5,46	–	–	–	–	–
Chloryt	–	–	4,80	–	–	0,80	0,50	2,72	–
Cyrkon/apatyt	–	–	0,08	–	–	–	–	1,09	–
Nt	–	–	0,88	0,08	–	0,13	0,10	0,03	0,07
<b>Kfs + Pl</b>	<b>49,1</b>	<b>57,66</b>	<b>58,28</b>	<b>56,87</b>	<b>61,86</b>	<b>72,33</b>	<b>70,20</b>	<b>86,00</b>	<b>67,93</b>

Objaśnienia: **TP** – Tomanowy Wierch Polski, **SW** – Smreczyński Wierch, **OR** – Ornak, **TUp** – Twardy Uplaz, **KK** – Kopa Kondracka, **MA** – Małolączniak, **G** – Goryczkowa, **TW** – Trzydniowiński Wierch, **DU** – Długi Uplaz, **W** – Wołowiec, **ST** – Starorobociński Wierch.

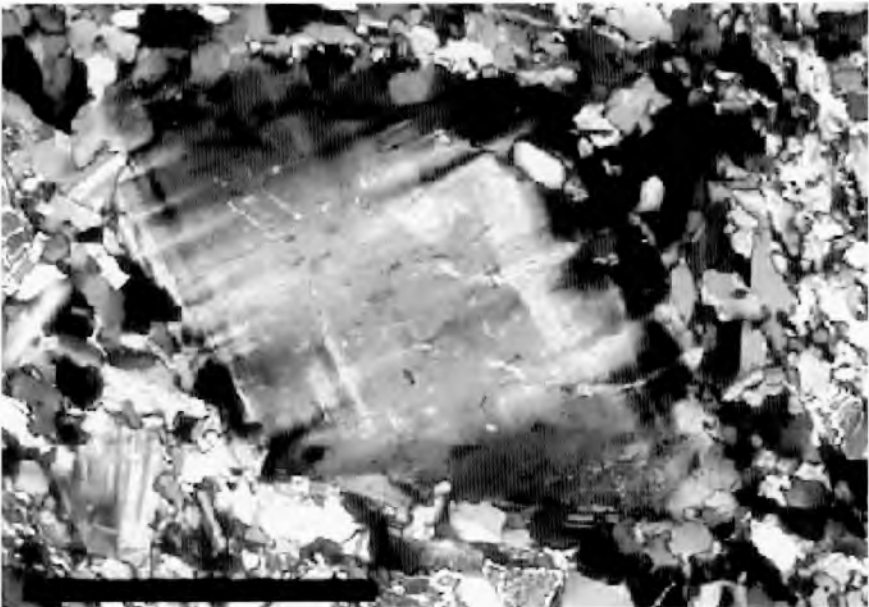


Fot. 2. Kierunkowa tekstura alaskitu przy kontakcie ze skałami osłony

Próbka z rejonu Ornak

Phot. 2. Oriented fabric of alaskite near the contact with the envelope rocks

Sample from Ornak vicinity

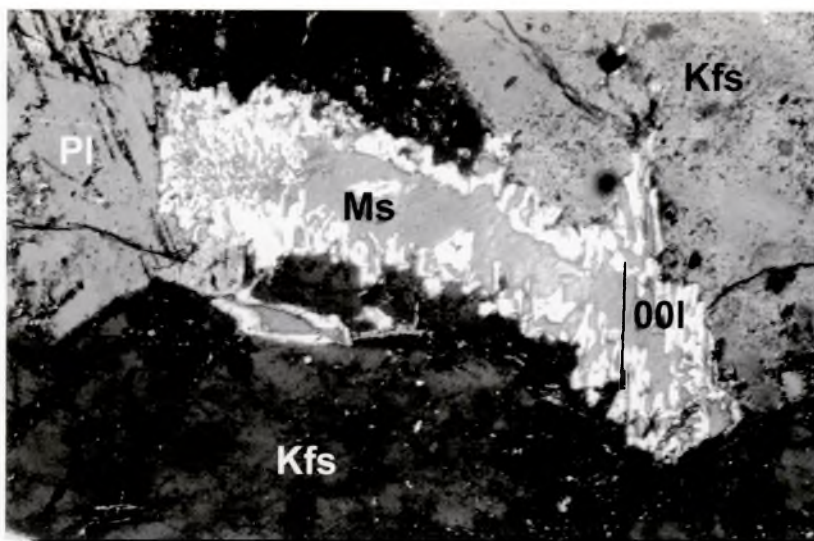


Fot. 3. Porfiroblast mikroklinu wykazujący rotację góra w lewo

Polaryzatory skrzyżowane; skala liniowa = 0,1 mm

Phot. 3. Microcline porphyroblast, rotated top-to the left

Crossed nicols; scale bar = 0.1 mm



Fot. 4. Muskowit pierwotny (magmowy) o wydłużeniu blaszki zgodnym z foliacją magmową, a prostopadłym do płaszczyzny (001)

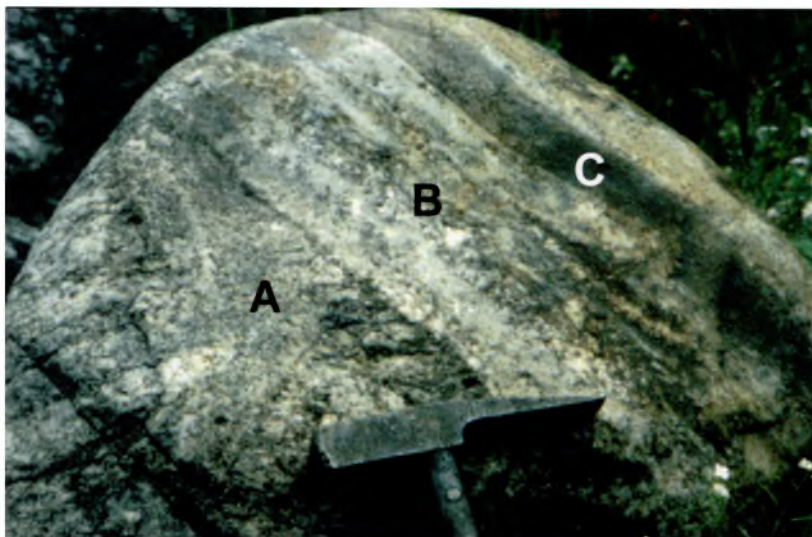
Ms – muskowit, Kfs – skaień potasowy, Pl – plagioklaz

Polaryzatory skrzyżowane, skala liniowa = 0,1 mm

Phot. 4. Primary (magmatic) muscovite, elongated according to magmatic foliation, perpendicularly to (001) cleavage plane

Ms – muscovite, Kfs – potassium feldspar, Pl – plagioclase

Crossed nicols, scale bar = 0.1 mm



Fot. 5. Strefowa żyła alaskitowa w gnejsie oczkowym (głaz w Czerwonym Potoku)

A – dajka zasilająca, B – strefa o strukturze średniokrystalicznej (0,2–0,6 mm Ø), C – osiowa strefa o strukturze mikrokryształicznej (0,01–0,04 mm Ø)

Phot. 5. Zoned alaskitic vein in the augen-gneiss (block in the Czerwony Potok)

A – feeding dike, B – medium-grained zone (crystals 0.2–0.6 mm Ø), C – axial microcrystalline zone (crystals 0.01–0.04 mm Ø)

rzadziej. Biotyt, granaty, turmalin, syllibmanit, monacyt, cyrkon i sfen mają charakter składników akcesorycznych bądź podrzędnych, a ich suma nie przekracza 5% obj. W strefach kontaktowych zawartość tych minerałów sporadycznie dochodzi do 8–9% obj. (tab. 2) i strefy te ze względów formalnych powinny być zaliczane do migmatytów szlirowatych. Wspomniane minerały akcesoryczne mają charakter bądź to minerałów restytowych (*restites*), bądź to reliktowych (*resisters*). Oddzielenie tych dwu form wydaje się dość niepewne, a czasem karkołomne (por. Pitcher, 1997).

Struktura typowego alaskitu jest równokrystaliczna, drobnokrystaliczna do średniokrystalicznej (tab. 3). Lokalnie, zwłaszcza w centralnych częściach intruzji, obserwuje się objawy pegmatytyzacji. Sporadycznie spotyka się alaskity o strukturze fanerokrystaliczno-porfirowej lub porfirowatej (w skali mikroskopowej), gdy w obrębie masy podstawowej o średniej wielkości ziarn w przedziale 0,07–0,15 mm występują równolegle uporządkowane kryształy plagioklazów, skalenia potasowego i kwarcu o wymiarach ok. 1 mm (por. tab. 3). W składzie masy podstawowej zwykle dominują: plagioklaz i kwarc. Tu też koncentrują się granaty. Wśród porfirokryształów proporcje Kfs : Pl : Q są w przybliżeniu jak 1 : 1 : 1.

Alaskity cechują się teksturą płaskorównoległą, wyznaczoną uporządkowaniem minerałów: pierwotnego muskowitu, biotytu, granatu, syllibmanitu, chlorytu pobiotytowego i tytanitu. Uporządkowanie minerałów powstało w warunkach płynięcia magmy i tarcia na styku magma – skała otaczająca, na co wskazuje fakt, iż w pobliżu kontaktu tekstura płaskorównoległa jest najwyraźniejsza (fot. 2), zanika zaś w częściach centralnych intruzji. Rozwojowi tekstury kierunkowej sprzyjały niewielkie na ogół rozmiary intruzji alaskitowych.

Charakterystyczne jest to, że minerały mniejsze (o długości < 0,3 mm) wykazują orientację niemal równoległą do wydłużenia intruzji lub przebiegu kontaktu, z kolei minerały większe są jedynie nachylone w kierunku przepływu pod kątem zależnym od wartości przyłożonego naprężenia stycznego (fot. 3). Taką sytuację należy tłumaczyć większą łatwością rotacji drobniejszych cząstek w warunkach naprężeń stycznych w magmie o dużej lepkości (Vigneresse *et al.*, 1996). Wydłużenie kryształów nie zawsze jest zgodne z naturalną tendencją wzrostu. Pierwotny muskowit wykazuje często wydłużenie prostopadłe do naturalnej łupliwości łyszczyku (001) (fot. 4), co w literaturze interpretuje się jako wzrost wymuszony dynamicznie (Vigneresse *et al.*, 1996). Kształt cząstek określany współczynnikiem linearności D/S (długość do szerokości mierzone w przekroju ac w przepływie) stanowi istotny czynnik określający lepkość magmy oraz jej zdolność do migracji. Współczynnik linearności mieści się zwykle w przedziale od 1 do 3 (Vigneresse *et al.*, 1996). W przypadku alaskitów współczynniki linearności są różne dla anizometrycznych minerałów głównych: najwyższe dla kwarcu – średnie D/S mieszczą się w przedziale 1,46–3,81, nieco niższe 23

Tabela 3

Wielkości kryształów minerałów głównych alaskitów (w mm) dla prób reprezentatywnych (z wykluczeniem odmian pegmatytowych)

Table 3

The crystal sizes of main minerals of alaskites (in mm) for the representative samples (excluding the pegmatitic varieties)

Próba	Dane	TP.3/II	TP.19	Or.3	Or.9	Ch.1	Ch.8	W.1	W.7	W.10
Kwarc	zakres wartość średnia	0,1–3,1 0,52	0,01–1,67 0,72	0,48–3,4 1,25	0,1–0,36 0,2	0,1–0,7 0,46	0,25–2,1 0,89	0,15–1,9 0,42	0,2–1,08 0,57	1,36–3,6 2,48
Plagioklaz	zakres wartość średnia	0,28–1,8 0,84	0,08–1,39 0,57	0,4–1,84 1,05	0,1–1,24 0,35	0,84–1,6 1,31	0,4–1,36 0,89	0,2–1,28 0,78	0,32–1,60 1,02	0,8–2,8 1,97
K-skaleń	zakres wartość średnia	0,48–5,2 2,43	0,2–1,43 0,71	0,3–3,2 1,38	0,25–1,43 0,47	0,45–1,8 0,89	0,6–2,0 1,12	0,3–3,0 1,8	0,2–1,60 0,82	1,75–3,6 2,49
Muskowit	zakres wartość średnia	0,2–1,0 0,52	0,1–1,36 0,64	–	0,05–0,33 0,16	0,2–2,0 0,79	0,1–0,2 0,15	0,12–0,80 0,44	0,17–1,02 0,45	0,2–0,44 0,29
Granat	zakres wartość średnia	–	0,68–1,02 0,82	–	–	–	–	–	0,07–0,24 0,14	0,2–0,64 0,47

Próba	Dane	Ch.14	Ch.42	Ch.44	MA.6	MA.8	MA.9	MA.12	KK.2	G.5
Kwarc	zakres wartość średnia	0,24–1,36 0,61	0,52–4,62 3,81	0,1–0,42 0,28	0,51–2,38 1,47	0,6–1,20 0,85	0,12–0,9 0,51	0,14–1,8 0,65	0,22–1,3 0,55	0,24–1,35 0,75
Plagioklaz	zakres wartość średnia	0,2–1,38 0,55	0,5–1,30 0,82	0,5–2,0 1,37	0,58–1,87 1,31	0,42–2,0 0,98	0,16–0,48 0,36	0,24–1,16 0,60	0,1–1,11 0,50	0,4–1,28 0,85
K-skaleń	zakres wartość średnia	0,2–1,16 0,59	0,7–2,80 1,8	0,44–1,8 1,2	0,54–1,7 1,08	0,42–4,0 1,17	0,28–0,80 0,53	0,17–1,19 0,57	0,26–0,99 0,58	0,48–1,68 0,96
Muskowit	zakres wartość średnia	0,14–0,44 0,28	0,2–1,20 0,71	0,08–1,28 0,68	0,4–0,51 0,45	0,1–0,51 0,23	0,1–0,48 0,31	0,04–0,70 0,33	0,14–0,78 0,33	0,17–4,08 1,12
Granat	zakres wartość średnia	–	–	–	0,17–0,68 0,46	–	0,48–2,38 1,46	–	–	–

są dla skaleni – K-skalenie mają średni D/S w przedziale 1,29–2,56, plagioklasy zaś mają D/S równy 1,45–2,16. Rozrzut wartości D/S dla wybranych prób prezentuje tab. 4.

Niekiedy spotyka się przypadki warstwowania magmowego zgodnego z wydłużeniem intruzji. Warstewki mają 0,5–2 cm grubości i różnią się zarówno wielkością kryształów, jak i składem mineralnym. Warstwa typu  $\alpha$  to drobnokrystaliczny alaskit, na ogół ubogi w skałen potasowy lub zupełnie go pozbawiony. Warstwa typu  $\beta$  ma strukturę fanerokrystaliczno-porfirową lub porfirowatą, gdzie rolę fanerokryształów odgrywają skałen potasowe i plagioklasy.

Inny przykład zróżnicowania cech petrograficznych w obrębie jednego ciała magmowego stanowią strefowe żyły alaskitowe o miąższości 10–30 cm (fot. 5). Zazwyczaj zawierają 2 lub 3 strefy różniące się wielkością kryształów i zawartością granatów. Strefa osiowa (C) charakteryzuje się mikrokryształiczną strukturą ( $\varnothing$  0,01–0,04 mm), zawartością granatów dochodzącą do 4,5% obj. i wybitnie kierunkową teksturą. Zewnętrzna strefa (B) jest zbudowana z kryształów o wielkości 0,2–0,6 mm i cechuje się słabiej wyrażoną kierunkowością.

Alaskity pegmatytowe występują zaledwie w kilku miejscach: na Czerwonym Grzbiecie na wysokości 1900–2000 m n.p.m., na grani Tomanowego Wierchu Polskiego w kierunku na Tomanową Liptowską (przyszczytowy interwał ok. 60 m), w blokowisku u północnych podnóży Wołowca, w wąskim interwale (2020–2050 m n.p.m.) przed szczytem Starorobociańskiego Wierchu oraz na wschodnich zboczach Ornaku (rys. 2). Skały te są zbudowane z dużych (1–6 cm) kryształów mikroklinu, rosnących kosztem drobnoziarnistej masy podstawowej, zbudowanej z kwarcu, plagioklazu i K-skalenia. Skałen potasowe zawierają liczne skorodowane inkluzje oligoklazu, kwarcu, muskowitu, apatytu, czasem ich agregaty; K-skalenie często mają wewnętrzne przerosty mikropismowe. Z formalnego punktu widzenia skały takie nie powinny być zaliczane do alaskitów, ponieważ nie są drobnokrystaliczne. Stanowią zawsze fragmenty (nie znaczące objętościowo) większych wystąpień alaskitów, a nie są w żaden sposób wyodrębnione. Dlatego te wystąpienia będą – mimo cech strukturalnych nie do końca zgodnych z definicją alaskitu – traktować wspólnie z typowymi alaskitami. Dodatkowym argumentem natury genetycznej jest fakt, iż segregacje te najprawdopodobniej stanowią wynik lokalnego zretencjonowania fluidu, co umożliwiło wzrost dużych kryształów (Gawęda, 1992a).

Ze względu na odrębne formy geologiczne i swoiste cechy petrograficzne poszczególne wystąpienia/grupy wystąpień zostały opisane oddzielnie.



Tabela 4

Wartości współczynników linearności minerałów głównych dla wybranych prób alaskitów

Table 4

Values of linearity factors of main rock-forming minerals for the selected alaskite samples

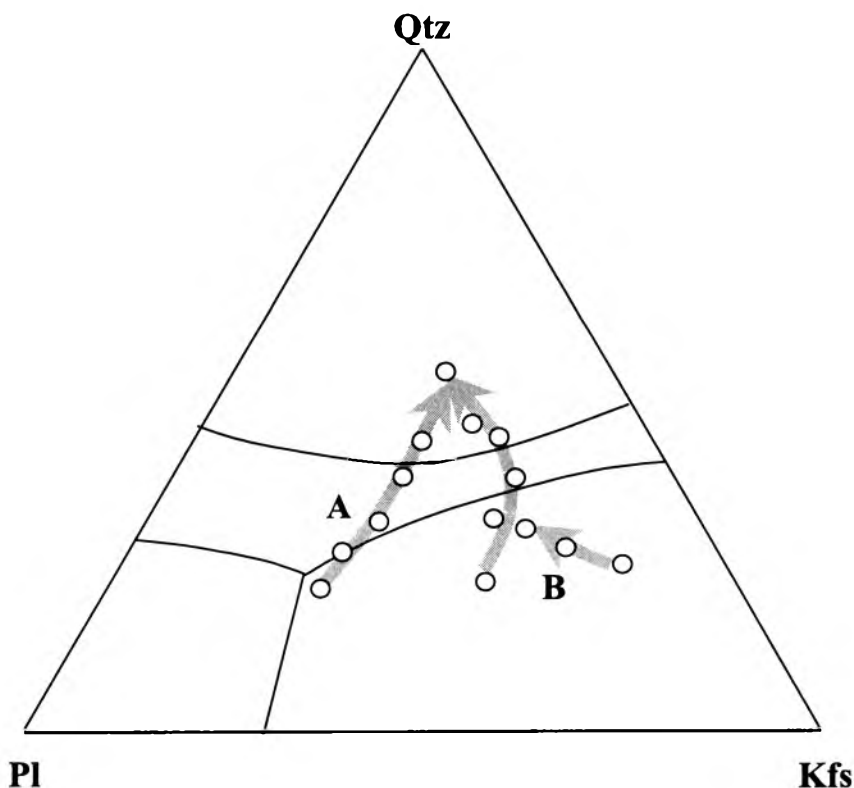
Mineral	Dane	DU8	TW14	TW42	TP19	OR.3	OR9	W7	W10	MA6	MA12	KK2	G2	G3
Kwarc	zakres	1,02–2,34	1,33–3,57	1,0–4,62	1,30–10,0	1,90–5,80	1,06–2,60	1,07–2,86	1,0–2,65	1,25–4,0	1,33–3,53	1,25–2,58	0,77–4,36	1,29–2,90
	wartość średnia	1,47	2,01	3,81	2,86	3,51	1,81	1,46	1,80	2,02	2,30	1,86	1,54	1,80
K-skalcn	zakres	1,0–2,3	1,0–2,05	1,12–3,65	1,42–4,61	1,0–2,25	1,0–2,50	1,20–2,10	1,03–1,70	1,26–2,10	1,19–2,27	1,61–3,81	1,06–2,80	1,37–1,67
	wartość średnia	1,42	1,29	2,02	2,51	1,52	1,50	1,53	1,41	1,76	1,54	2,56	1,63	1,51
Plagioklaz	zakres	1,0–2,5	1,18–3,17	1,68–2,8	1,13–4,64	1,0–2,13	1,0–2,75	1,03–2,88	1,37–3,0	1,24–2,93	1,10–3,0	1,03–3,90	1,09–2,9	01,04–2,47
	wartość średnia	1,45	1,76	2,16	1,99	1,60	1,86	1,53	1,89	1,71	1,58	1,90	1,78	1,77

Objaśnienia: **DU** – Długi Uplaz, **TW** – Trzydniowiński Wierch, **TP** – Tomanowy Wierch Polski, **OR** – Ornak, **W** – Wołowiec, **MA** – Małolączniak, **KK** – Kopa Kondracka, **G** – Goryczkowa.

#### 4.1. Tomanowy Wierch Polski–Smreczyński Wierch–Kamienista

Rejon ten cechuje się skomplikowaną budową geologiczną, omówioną w dużej części w pracy W. Jaroszewskiego (1965). Pomiary tektoniczne (foliacji i lineacji mineralnej) poczynione przez autorkę wskazują na obraz struktury geologicznej tego rejonu nieco inny od sugerowanego przez W. Jaroszewskiego.

Górna Jednostka Strukturalna, odsłaniająca się w rejonie grani głównej, tworzy strukturę synklinálną z jądrem na północnym stoku Smreczyńskiego Wierchu (rys. 3). Jest nasunięta na Dolną Jednostkę Strukturalną wzdłuż synklinálnie wygiętej powierzchni. Większe masy alaskitów występują na Kamienistej i Tomanowym Wierchu Polskim (rys. 2, 4). Na Tomanowym



Rys. 5. Projekcja analiz planimetrycznych alaskitów Tomanowego Wierchu Polskiego–Smreczyńskiego Wierchu–Kamienistej na diagramie Qtz–Kfs–Pl

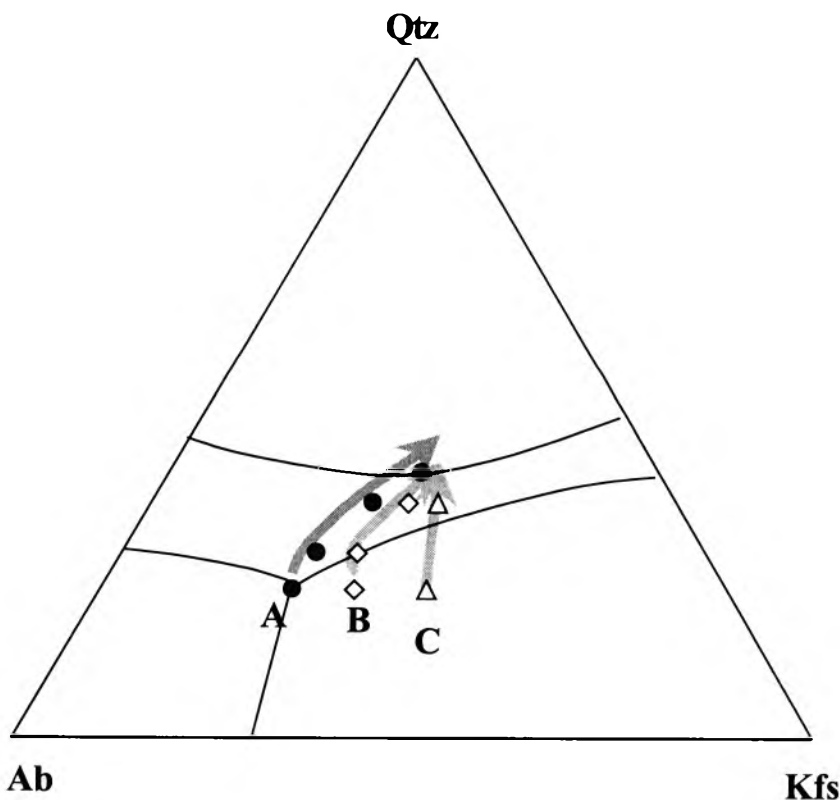
Trendy: A – Tomanowy Wierch Polski i szczyt Kamienistej, B – Smreczyński Wierch i N-zbocze Kamienistej

Fig. 5. Plot of modal analyses of alaskites from Tomanowy Wierch Polski–Smreczyński Mt.–Kamienista in the Qtz–Kfs–Pl ternary diagram

Trends: A – Tomanowy Wierch Polski and top of Kamienista Mt., B – Smreczyński Mt. and N-slope of Kamienista Mt.

Wierchu spąg „języków” alaskitowych zapada na W. Przy kontakcie foliacja magmowa jest ujęta w fałdy symilarne o powierzchniach osiowych zapadających na W (fot. 6), podczas gdy na Kamienistej spąg intruzji zapada na SE. Foliacja  $S_1$  gnejsów dwumikowych w otoczeniu alaskitu jest zdeformowana, a jej przebieg naśladuje kształt plutonu, gdy tymczasem penetratywna foliacja  $S_2$ , widoczna w wąskiej strefie kontaktowej, jest zgodna z powierzchnią nasunięcia. Foliacja ta jest podkreślona pakietami muskowitu wielkoblaszkowego. W rejonie Smreczyńskiego Wierchu napotkano jedynie drobne (30–50 cm), zgodne żyły alaskitów.

Przy kontakcie ze skałami otoczenia alaskit zawiera liczne drobne enklawy gnejsów oraz ich rozproszone minerały, które zostały „wkomponowane” w magmę strefy brzeżnej, podkreślając płaskorównoległą teksturę skały. Po wschodniej i północnej stronie Tomanowego Wierchu Polskiego występuje migmatyczna strefa przejściowa o 20–40-metrowej miąższości, zawierająca

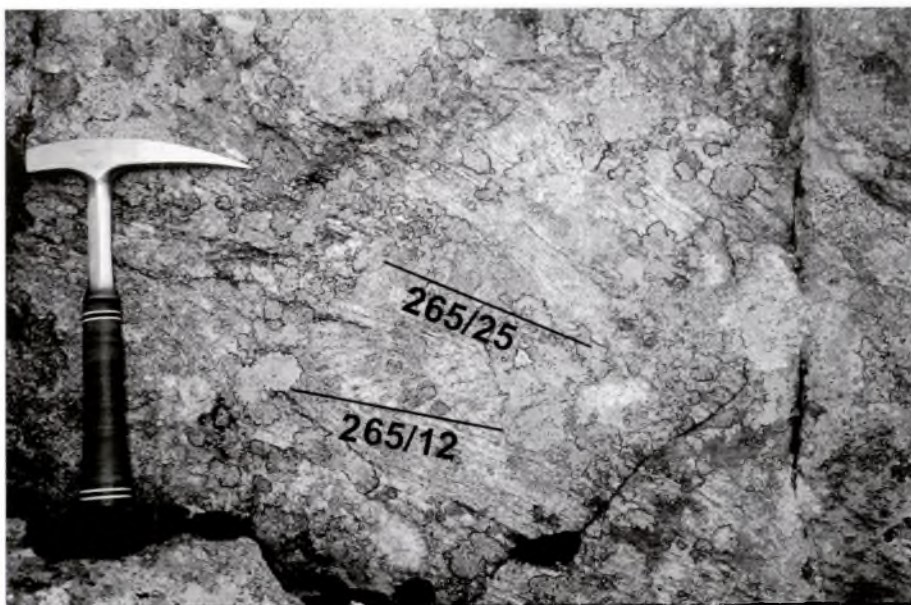


Rys. 6. Zmiana składu mineralnego granitu w zależności od ciśnienia fluidu oraz udziału molowego wody (wg danych eksperymentalnych: Ebadi, Johannes, 1991)

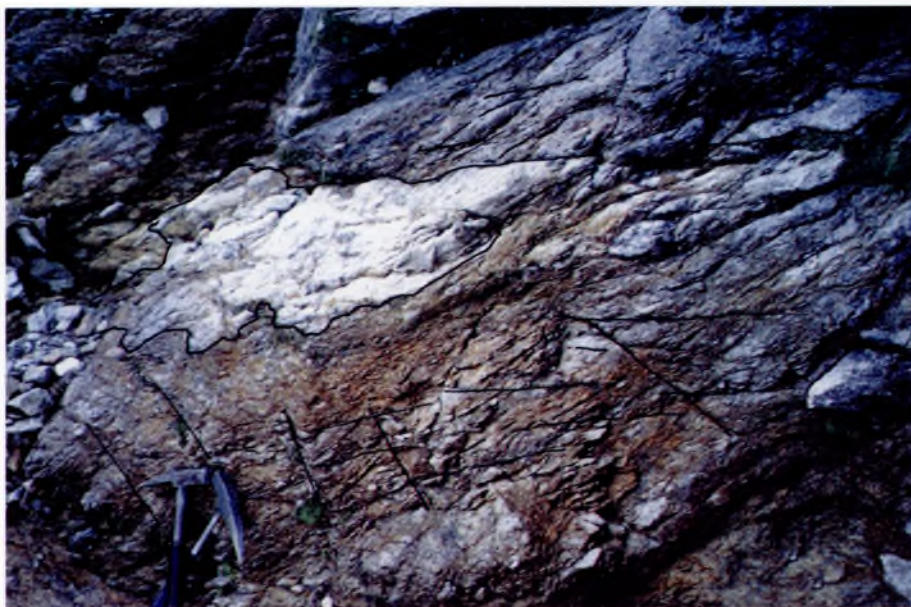
A -  $X_{H_2O} = 1.0$ , B -  $X_{H_2O} = 0.5$ , C -  $X_{H_2O} = 0.3$

Fig. 6. The evolution of the mineral composition of granite in relation to fluid pressure and molar ratio of water (according to experimental data of Ebadi, Johannes, 1991)

A -  $X_{H_2O} = 1.0$ , B -  $X_{H_2O} = 0.5$ , C -  $X_{H_2O} = 0.3$



Fot. 6. Zafałdowana foliacja magmowa w alaskicie. Odsłonięcie pod szczytem Tomanowego Wierchu Polskiego, zbocze NW. Zaznaczono zapadanie powierzchni osiowych fałdów  
 Phot. 6. Folded magmatic foliation in alaskite. Outcrop near the summit of Tomanowy Wierch Polski, NW-slope. Dipping of the fold axial planes is marked on the photograph



Fot. 7. Soczewkowe intruzje alaskitów wśród zdeformowanych niekoaksjalnie rdzawych blastomylonitów. Odsłonięcie w Krzywym Żlebie – Starorobociański Wierch  
 Phot. 7. Lens-like alaskitic intrusions in the non-coaxially deformed brick-red blastomylonites. Outcrop in the Krzywy Żleb – Starorobociański Wierch





◀ Fot. 8. Przejście od drobnych intruzji soczewkowych alaskitów do zwartej intruzji językowej powyżej 1970 m n.p.m. Odstąpienie w Krzywym Żlebie – Starorobociański Wierch

Phot. 8. The transition from the small-scale lens-like alaskitic intrusions to the massive tongue-shaped intrusion above the 1970 m a.s.l. Outcrop in the Krzywy Żleb–Starorobociański Wierch

Fot. 9. Deformacja foliacji  $S_1$  i utworzenie foliacji  $S_2$  w gnejsie oczkowym wywołane intruzją żyły alaskitowej. Podejście pod Kończysty n. Jarząbczą (ok. 1945 m n.p.m.)

Phot. 9. Deformation of  $S_1$  foliation and generation of  $S_2$  foliation, caused by the intrusion of alaskite dike. Climb to Kończysty n. Jarząbczą (approx. 1945 m a.s.l.)



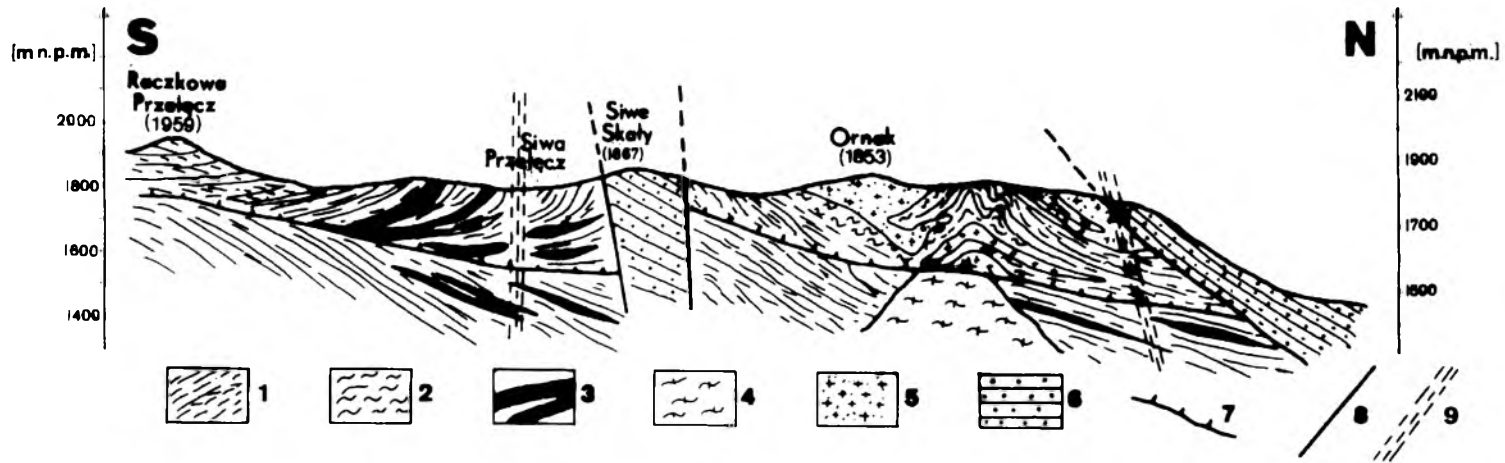
wysokie, chociaż zmienne, proporcje minerałów metamorficznych rozproszonych w alaskicie.

Współczynnik maficzności  $M$  alaskitów waha się w granicach 0,0–1,8, w brzeżnych strefach migmatycznych dochodząc do 8,99. Wartości  $M$  spadają zwykle od brzegu do centrum intruzji. Jest to szczególnie dobrze widoczne na E-stoku Tomanowego Wierchu Polskiego. Proporcje Kfs/Pl wahają się od 0,45 do 2,14. Na diagramie Qtz–Pl–Kfs skład prób pobieranych od kontaktu ku środkowi intruzji przesuwają się w kierunku naroża Qtz wzdłuż dwu trendów (rys. 5). Przesunięcie punktów projekcyjnych w kierunku naroża Kfs świadczy o znikomym udziale  $H_2O$  w fluidzie magmowym, natomiast wysokim udziale  $CO_2$  (por. E b a d i, J o h a n n e s, 1991; rys. 6). Obliczona zawartość  $H_2O$  jest niska: 0,25–0,43% wag. Pozostałą ilość fluidu magmowego przypuszczalnie stanowiły:  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2$  i  $NH_4^+$  (G a w ę d a *et al.*, 1996; J a n a k *et al.*, 1997). Przesunięcie punktów projekcyjnych w kierunku naroża Qtz świadczy o spadku ciśnienia składników lotnych, ponieważ rozpuszczalność kwarcu w stopie rośnie ze spadkiem ciśnienia. Spadek ciśnienia zaś wiąże się z ucieczką składników lotnych przez strefę ścinania. Linia trendu A jest w przybliżeniu równoległa do boku Qtz–Pl, co wskazuje na mniej więcej stałą zawartość Kfs. Zmiany w składzie skały wynikają ze zmian w proporcji Kfs/Qtz. Trend taki wskazuje też na brak zmian w składzie fluidu (proporcji  $CO_2/H_2O$ ) w czasie ewolucji magmy. Łukowaty trend B może być interpretowany jako efekt zmian w składzie fazy lotnej przy jednoczesnym spadku prężności tej fazy.

## 4.2. Alaskity grzbietów Ornaku i Długiego Uplazu

Niemal równoległe struktury Ornaku i Długiego Uplazu są do siebie zbliżone, mimo iż odsłaniają inne poziomy ekspozycji: struktura Ornaku jest nieco głębiej ścięta, stąd zachowane tylko fragmenty GJS w otoczeniu intruzji alaskitowej, gdy tymczasem na Długim Uplazie dostępna dla obserwacji jest osłona stropowa alaskitów, zaliczana do GJS, o łącznym interwale 75–140 m.

Alaskity Ornaku są to drobne intruzje wypełniające synklinalne części fałdów oraz żyły ulokowane na skrzydłach fałdów (rys. 7). Pospolita jest migmatytyzacja skał otoczenia (gnejsów plagioklazowo-biotytowych). Alaskity Długiego Uplazu tworzą niemal ciągły horyzont o miąższości 50–150 m, ulokowany w strefie granicznej, dzielącej GJS i DJS, oraz drobne soczewki o rozciągłości 1–5 m – przypuszczalnie ulokowane w jądrach fałdów. W ostatnim przypadku zarośnięcie zboczy i pokrycie ich gruzowiskiem utrudniają interpretację. Z wyjątkiem alaskitów z profilu Dolinczańskiego Żlebu i intruzji na W-zboczach Ornaku, pozostałe próbki z opisywanych lokali-



Rys. 7. Przekrój geologiczny przez grąń Ornaku

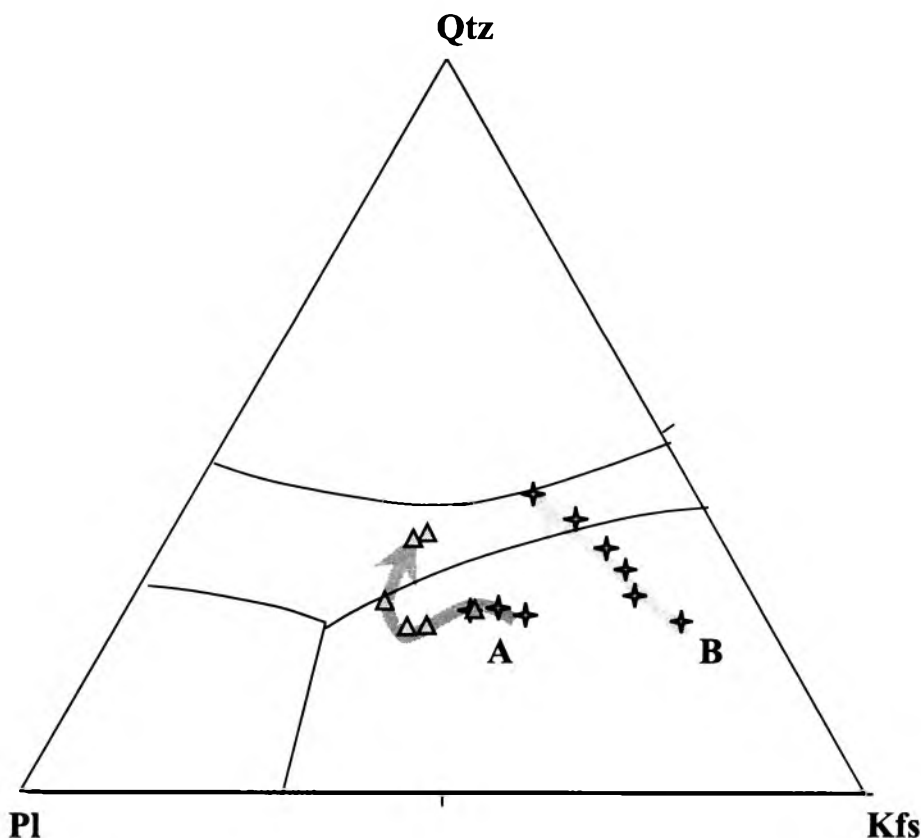
1 – gnejsy, 2 – migmatyty, 3 – amphibolity, 4 – granity o teksturze kierunkowej (ortognejsy?), 5 – alaskity, 6 – piaskowce triasu dolnego, 7 – nasunięcia, 8 – uskoki, 9 – strefy kataklazy  
Skala pionowa równa skali poziomej

Fig. 7. Cross-section through the Ornak Ridge

1 – gneisses, 2 – migmatites, 3 – amphibolites, 4 – granites with oriented texture (orthogneisses?), 5 – alaskites, 6 – Lower Triassic sandstones, 7 – overthrusts, 8 – faults, 9 – zones of cataclasis  
Vertical scale is equal to horizontal scale

zacji wykazują kierunkowe tekstury podkreślone koncentracjami granatów, biotytu/chlorytu i wydłużeniem głównych składników mineralnych.

Współczynnik maficzności  $M$  alaskitów waha się w granicach 0–3,6. Proporcja Kfs/Pl zawiera się w przedziale 0,71–3,72 (jeden skrajny przypadek z proporcją Kfs/Pl równą 7,14). Skład mineralny na diagramie Qtz–Pl–Kfs zmienia się według dwu trendów określających spadek ciśnienia parcjalego i zawartości składników lotnych oraz zmianę ich składu (rys. 8). Trend A charakteryzuje się przesunięciem w kierunku naroża Pl (odmieszanie  $\text{CO}_2$  i  $\text{CH}_4$  oraz względne wzbogacenie w  $\text{H}_2\text{O}$ ), a następnie przesunięciem w kierunku naroża Qtz (utrata składników lotnych – por. rys. 6). Trend B jest skrajnie przesunięty ku narożu Kfs (skrajnie niska zawartość  $\text{H}_2\text{O}$ ) i dokumentuje sukcesywny ubytek składników lotnych ku centrum intruzji (przykład szczytu Ornaku). Obliczone udziały wagowe  $\text{H}_2\text{O}$  w stopie zawierają się w przedziale 0,13–0,58% wag.



Rys. 8. Projekcja analiz planimetrycznych alaskitów Ornaku (trend A) i Długiego Uplązu (trend B) na diagramie Qtz–Kfs–Pl

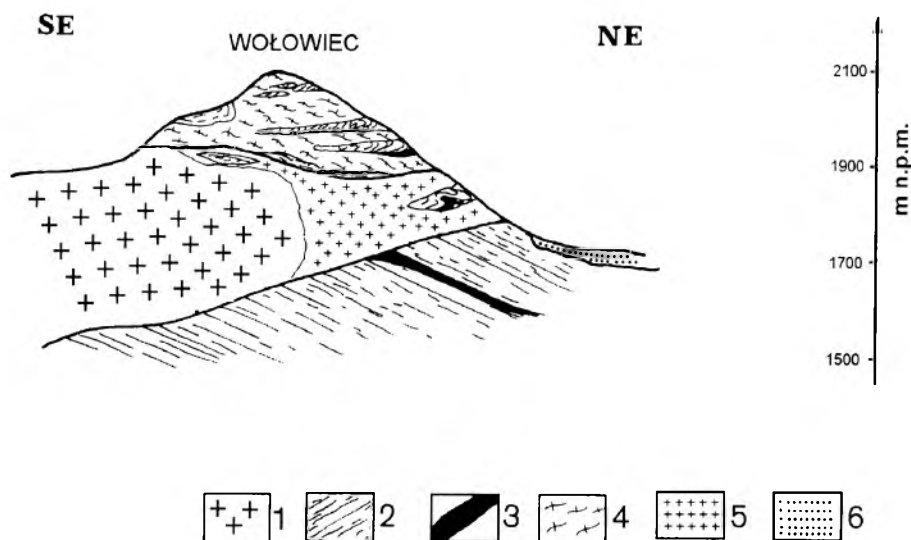
Fig. 8. Plot of modal analyses of alaskites from the Ornak (trend A) and the Długi Upląz (trend B) in the Qtz–Kfs–Pl ternary diagram



### 4.3. Alaskity Wołowca–Łopaty

W rejonie tym występuje stosunkowo duża intruzja alaskitowa, budująca większą część masywu Czerwony Wierch–Łopata oraz podnóże Wołowca. Intruzja „językowa” zapada na SE pod niewielkim kątem ( $5-10^\circ$ ), przecinając niezgodnie foliację F1 skał metamorficznych DJS. Oprócz zasadniczego „języka” magmowego obserwuje się interkalacje żyłami alaskitowymi o charakterze migmatytyzacji przykontaktowej. Zarówno na północnych zboczach Wołowca, jak i na wschodnich zboczach Czerwonego Wierchu w spągowej części intruzji można obserwować liczne enklawy o zróżnicowanych rozmiarach. Dłuższe osie enklaw zapadają ku SE, a ich przebieg wyznacza kierunek przepływu (rys. 9). Już kilkanaście metrów od kontaktu alaskity wykazują obecność typowego ciosu magmowego w układzie trójwymiarowym: H – 158/35; K – 312/80; L – 32/80.

Współczynnik maficzności  $M$  jest zmienny (0–5,1). O jego lokalnym wzroście (2,6–5,1) decyduje mechaniczna kontaminacja biotytem i granatem. Zmienność petrograficzna alaskitów jest znacząca, częściowo spowodowana mechanicznym domieszczeniem rozproszonych składników skał metamorficznych (plagioklazu), tym niemniej da się wyróżnić trzy zasadnicze trendy zmienności (rys. 10), w ogólnym zarysie równoległe do boku Pl–Qtz, odzwierciedlające spadek ciśnienia (zawartości składników lotnych w magmie

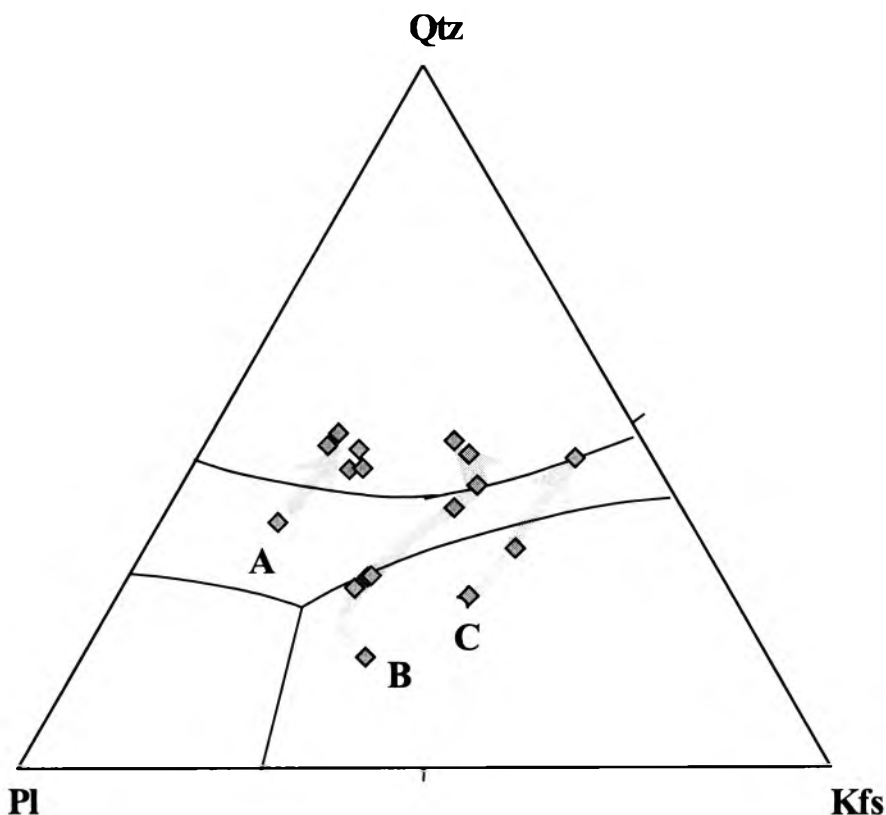


Rys. 9. Przekrój geologiczny przez Wołowiec

1 – granodioryty rohackie, 2 – gnejsy, 3 – amfibolity, 4 – ortognejsy, 5 – alaskity, 6 – osady czwartorzędowe  
Skala pionowa równa skali poziomej

Fig. 9. Cross-section through Wołowiec Mt.

1 – Rohacze granodiorites, 2 – gneisses, 3 – amphibolites, 4 – orthogneisses, 5 – alaskites; 6 – quaternary deposits  
Vertical scale is equal to horizontal scale



Rys. 10. Projekcja analiz planimetrycznych alaskitów Wołowca–Łopaty–Czerwonego Wierchu na diagramie Qtz–Kfs–Pl

Trend A – próbki alaskitów silnie skontaminowanych, trend B – próbki alaskitów słabo skontaminowanych, trend C – próbki alaskitów bez oznak kontaminacji

Fig. 10. Plot of modal analyses of alaskites from Wołowiec–Łopata–Czerwony Mt. in the Qtz–Kfs–Pl ternary diagram

Trend A – strongly contaminated alaskite samples, trend B – poorly contaminated alaskite samples, trend C – alaskite samples with no contamination

– odgazowanie). Trend *A* jest typowy dla skontaminowanych prób ze wschodnich zboczy Łopaty–Czerwonego Wierchu. Przewaga plagioklaz nad K-skaleniem przypuszczalnie nie jest wynikiem wzrostu aktywności wody, a powoduje ją znacząca domieszka plagioklazów restytowych (oligoklazów), z pospolitych w GJS gnejsów plagioklazowo-biotytowych. Trend *B* tworzą słabo skontaminowane alaskity zachodnich zboczy Łopaty i wschodnich zboczy Wołowca. Trend *C* jest typowy dla „białych granitów” podnóży Wołowca, nie wykazujących kontaminacji. Sądząc z danych publikowanych z tego rejonu lotność tlenu i zawartość wody musiały być tu niskie (Gawęda *et al.*, 1998b; 1999). Obliczone zawartości wody zretencjonowanej w stopie wahają się od 0,09% wag. do 0,22% wag. Ponadto obecność w tym rejonie **33**

alaskitów pegmatytowych i samych pegmatytów (Gawęda, 1992) dowodzi, iż prężność fazy lotnej w magmie musiała być wystarczająca, mimo że to nie  $H_2O$  była jej dominującym składnikiem.

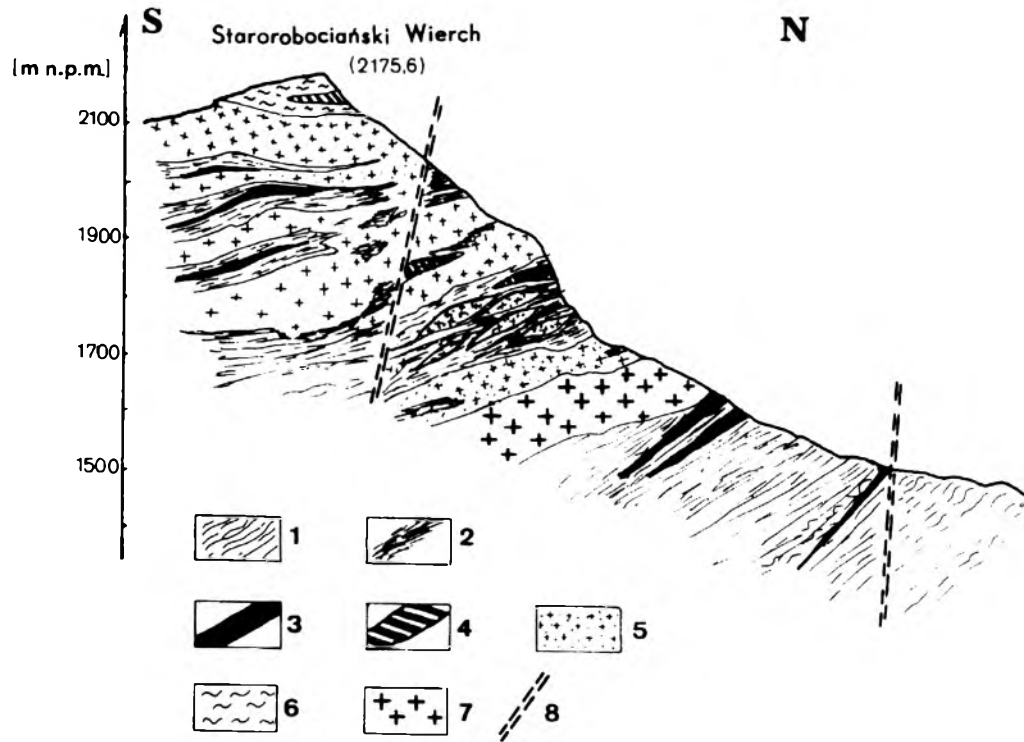
#### 4.4. Alaskity Starorobociańskiego Wierchu

Wychodnie alaskitów zaczynają się na wysokości ok. 1700 m n.p.m. (rys. 11) w postaci języków i soczewek o grubości 30–50 cm tkwiących wśród zdeformowanych niekoaksjalnie blastomylonitów (fot. 7). Wskaźniki ścinania sugerują kierunek transportu „góra ku NW”.

W interwale wysokości 1970–2150 m n.p.m. alaskit tworzy zwartą intruzję językową (fot. 8), zalegającą niemal płasko i wyklinowującą się ku E. W części spągowej i stropowej alaskity przeładowane są słabo rozłożonymi enklawami blastomylonitów, granitognejsów (spąg), amfibolitów i łupków łyszczykowych (strop).

W rejonie Starorobociańskiego Wierchu najczęściej spotyka się alaskity drobnoziarniste, cukrowate, o kierunkowej teksturze. Jest to także jedyne miejsce, gdzie na wysokości 2020–2050 m n.p.m. występują odmiany pegmatytowe o automorficznych skaleniach (zarówno plagioklazach, jak i K-skaleniach) i względnie dużych (do 3 mm) kryształach apatyty. W interstycjach między skaleniami pojawiają się kwarc i biotyt. Wzajemne stosunki między minerałami wskazują na kolejność krystalizacji:  $Pl + Kfs \Rightarrow Qtz + Bt$ . Porównanie danych petrograficznych z danymi eksperymentalnymi sugeruje krystalizację w warunkach dominacji  $CO_2$  w fazie lotnej, co umożliwia „inwersję” tradycyjnej kolejności krystalizacji minerałów magmowych, a co za tym idzie, późną krystalizację biotyty i kwarcu (Peterson, Newton, 1990).

Współczynnik maficzności alaskitów zmienia się w przedziale 0,47–2,75. Projekcje składu mineralnego na diagramie  $Qtz-Kfs-Pl$  wskazują na zmienność proporcji składników fazy lotnej, przy nieznacznym wahaniach ciśnienia (rys. 12, trend A). Niewielka zawartość kwarcu sugeruje względnie wysokie (~10 kbar) ciśnienia krystalizacji magmy. Obliczona zawartość  $H_2O$  zretencjonowanej w stopie wynosi 0,1–0,12% wag.



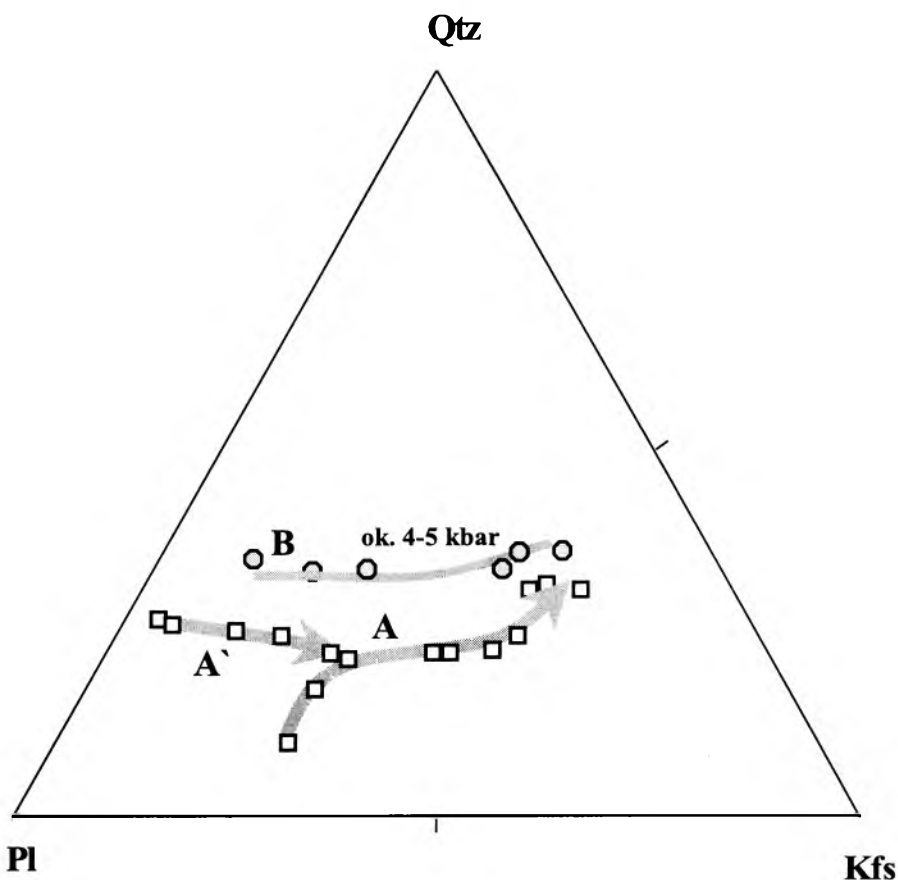
Rys. 11. Przekrój geologiczny przez Starorobociański Wierch

1 – gnejsy, 2 – blastomylonity, 3 – amfibolity, 4 – dioryty kwarcowe, 5 – alaskity, 6 – migmatyty, 7 – granit grubokrystaliczny o nieokreślonej genezie (przypuszczalnie apofiza granitu Rohaczy),  
 8 – przypuszczalne strefy uskokuwe  
 Skala pionowa równa skali poziomej

Fig. 11. Cross-section through the Starorobociański Mt.

1 – gneisses, 2 – blastomylonites, 3 – amphibolites, 4 – quartz diorites, 5 – alaskites, 6 – migmatites, 7 – coarse-grained granite, the origin unknown (possibly a dyke of Rohacze granite),  
 8 – suspected fault zones

Vertical scale is equal to horizontal scale

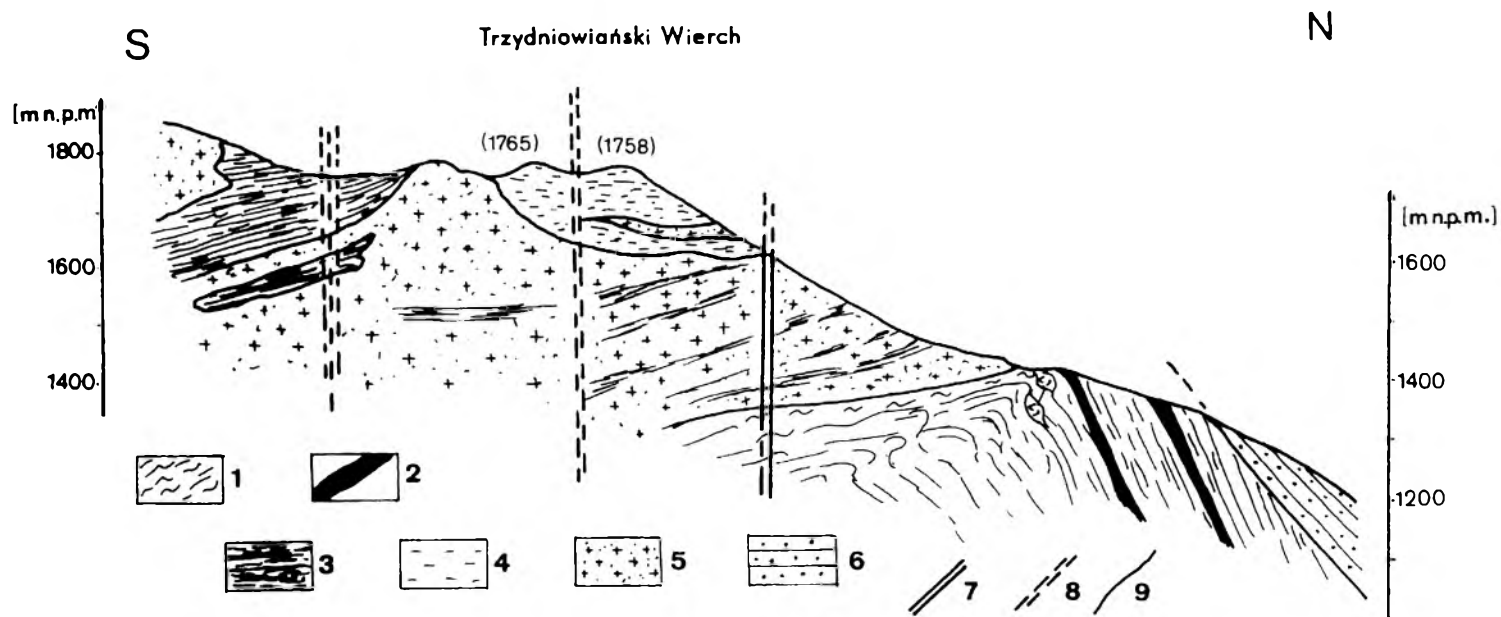


Rys. 12. Projektcja analiz planimetrycznych alaskitów Starorobociańskiego Wierchu (trend A) i Trzydniowiańskiego Wierchu (trend B) na diagramie Qtz–Kfs–Pl

Fig. 12. Plot of modal analyses of alaskites from the Starorobociański Mt. (trend A) and the Trzydniowiański Wierch (trend B) in the Qtz–Kfs–Pl ternary diagram

#### 4.5. Alaskity Trzydniowiańskiego Wierchu –Kończystej n. Jarząbczą

W tym obszarze alaskity występują najobficiej, tworząc szereg horyzontów równoległych, rozdzielonych pasemkami mylonitycznymi zapadającymi na SE (rys. 13). W dolnej części profilu Trzydniowiańskiego Wierchu w obrębie intruzji spotyka się obficie pegmatyty, często z turmalinem (Gawęda *et al.*, 1997). Część stropowa jest silnie stektonizowana. Pospolita krystalizacja muskowitu, zarówno w mylonitach, jak i w stektonizowanych alaskitach, zaciera kontakt między nimi. W rejonie Czubika alaskity



Rys. 13. Przekrój geologiczny przez Trzydniowiński Wierch

1 – gnejsy, 2 – amfibolity, 3 – łupki chlorytowe, 4 – blastomylonity, 5 – alaskity, 6 – piaskowce triasu dolnego, 7 – uskoki stwierdzone, 8 – uskoki przypuszczalne, 9 – nasunięcia  
Skala pionowa równa skali poziomej

Fig. 13. Cross-section through the Trzydniowiński Mt.

1 – gneisses, 2 – amphibolites, 3 – chlorite schists, 4 – blastomylonites, 5 – alaskites, 6 – lower Triassic sandstones, 7 – documented faults, 8 – supposed faults, 9 – overthrusts  
Vertical scale is equal to horizontal scale

wykazują postintruzyjne deformacje kruche. Przy podejściu na Kończystą (interwał wysokości 1930–1940 m n.p.m. i 1940 m n.p.m. do szczytu) można obserwować żyły alaskitowe intrudujące w strefy ścinania w skałach otoczenia (fot. 9).

Wśród alaskitów tego rejonu dominują odmiany skrajnie leukokratyczne ( $M = 0\text{--}0,85$ ), jedynie soczewki i żyły pegmatytowe z powodu obecności turmalinu mają wskaźnik  $M$  dochodzący do 5,54. Wielkość składników mineralnych rzadko przekracza 1 mm (tab. 3). Projekcje składu mineralnego na diagramie Qtz–Kfs–Pl tworzą trend niemal zgodny z osią „doliny termicznej” dla ciśnienia ok. 4–5 kbar (rys. 12, trend B). Przypuszczalnie nie było istotnych wahań w całkowitym ciśnieniu składników lotnych, a zmieniały się tylko ich wzajemne udziały w poszczególnych językach/soczewkach, co odzwierciedlają zmienne proporcje Kfs/Pl (0,42–2,75). Obliczona zawartość  $H_2O$  zretencjonowanej w stopie wynosi 0,09–0,31% wag. Pojawienie się w tym rejonie turmalinu świadczy o znaczącym udziale boru w fazie lotnej (Shearer *et al.*, 1986). Chemizm turmalinów, zwłaszcza niedobór Ti i niewielki udział  $Fe^{+3}$  w strukturze tych minerałów (Gawęda *et al.*, 1997; Pieczka *et al.*, 1996) wskazują na niską lotność tlenu w środowisku.

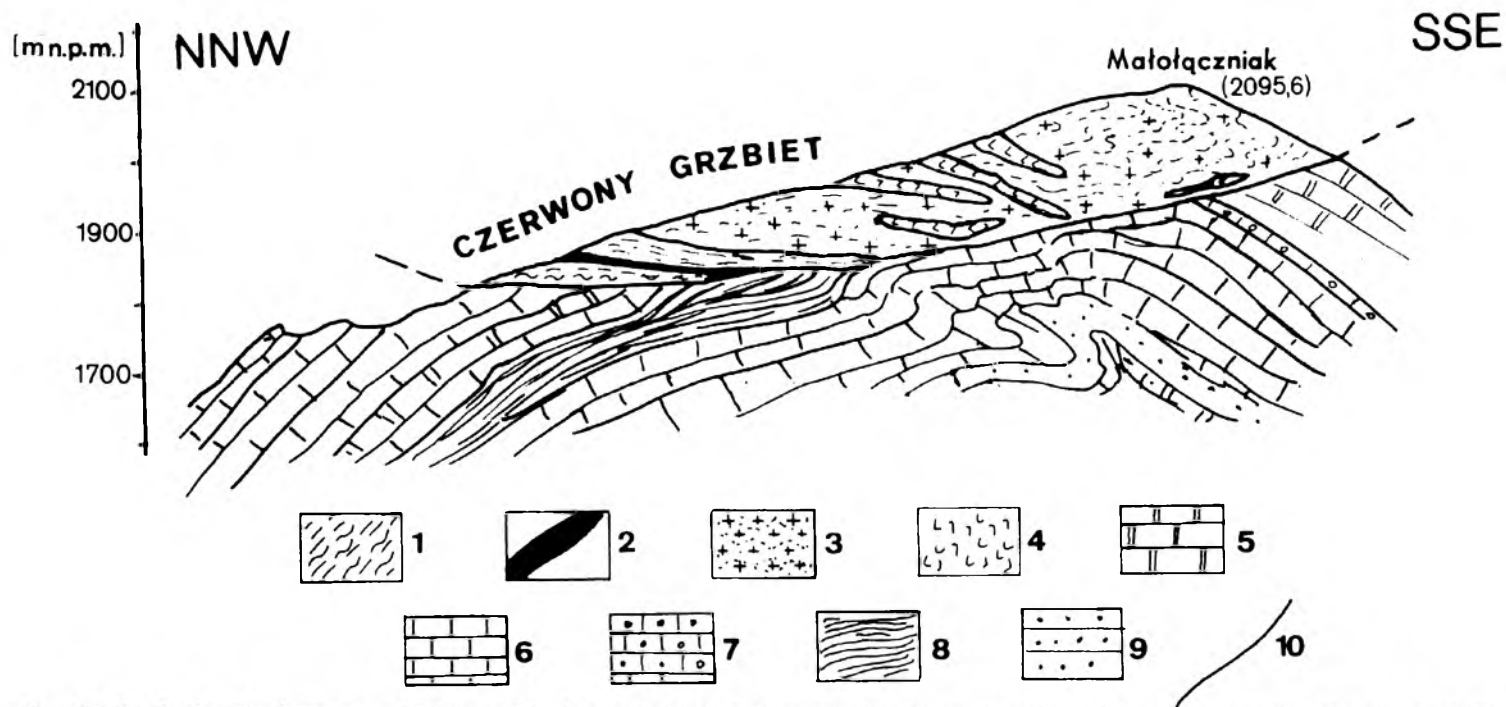
#### 4.6. Alaskity „wysp krystalicznych”: Małolączniaka, Twardego Upłazu, Goryczkowej i Kopy Kondrackiej

a. Ciągła wychodnia alaskitów na „wyspie” Czerwony Grzbiet–Małolączniak rozpoczyna się od wysokości ok. 1900 m n.p.m. i ciągnie się aż do szczytu Małolączniaka (rys. 14). Spągowy kontakt intruzji jest zgodny, skały metamorficzne (gnejsy, gnejsy migmatyczne i amfibolity) wykazują cechy typowe dla DJS, a parageniza Pl ( $An_{30}$ ) + Qtz + Bt + Chl + Ep + Grt + Ilm wskazuje na ustabilizowanie się warunków metamorfizmu retrogresywnego w zakresie facji epidotowo-amfibolitowej (Spear, 1993).

Do wysokości 1965 m n.p.m. dominują pegmatytowe odmiany alaskitów, cechujące się obecnością dużych (do 6–8 cm długości) porfirokryształów K-skaleń, zwykle o mikropismowej budowie wewnętrznej, zatopionych w drobnokrystalicznej masie granitowej. Powyżej 1965 m n.p.m., aż do szczytu, występują odmiany drobnokrystaliczne, o kierunkowej teksturze, lokalnie wzbogacone w granat (do 2,9% obj. – tab. 1). Pod szczytem częste są odmiany alaskitów o sfałdowanej foliacji (fot. 10), co sugeruje bliskość kontaktu z osłoną metamorficzną.

Współczynnik maficzności alaskitów zmienia się w granicach 0–3,32, jednak najczęstsze wartości lokują się w przedziale 1,7–2,9.

b. Na krze Twardego Upłazu alaskity występują sporadycznie w postaci drobnych, izolowanych, soczewkowatych ciał, zazwyczaj w jądrach fałdów (rys. 15).



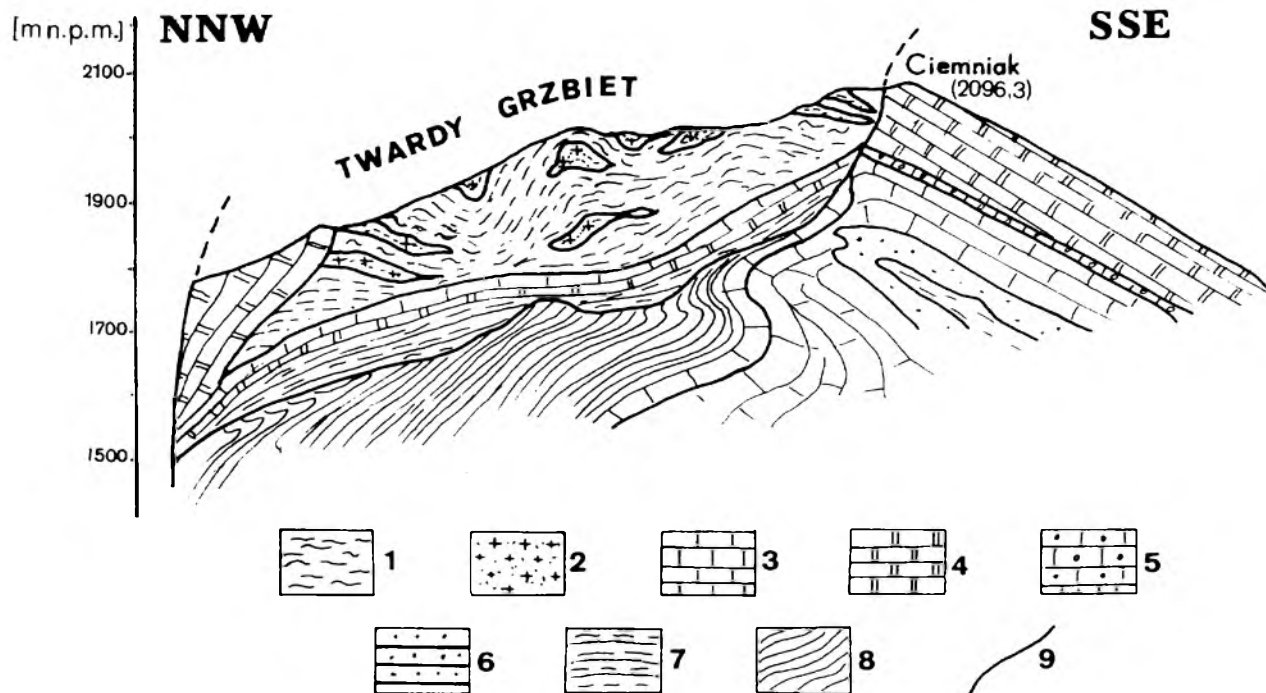
Rys. 14. Przekrój geologiczny przez Małolączański–Czerwony Grzbiet. Interpretacja sekwencji osadowych wg: *Mapa geologiczna Tatr Polskich* (1979)

1 – gnejsy i migmatyty, 2 – amfibolity, 3 – alaskity, 4 – granity pismowe, 5 – dolomity, 6 – wapienie, 7 – wapienie plamiste, 8 – łupki ilaste, 9 – piaskowce, 10 – nasunięcia  
Skala pionowa równa skali poziomej

Fig. 14. Cross-section through the Małolączański–the Czerwony Ridge. Interpretation of sedimentary sequences according to *Geological Map of Polish Tatra Mts.* (1979)

1 – migmatites and gneisses, 2 – amphibolites, 3 – alaskites, 4 – graphic granites, 5 – dolomites, 6 – limestones, 7 – patchy limestones, 8 – clay-rich slates, 9 – sandstones, 10 – overthrusts  
Vertical scale is equal to horizontal scale





Rys. 15. Przekrój geologiczny przez Twardy Grzbiet. Interpretacja sekwencji osadowych wg: *Mapa geologiczna Tatr Polskich* (1979)

1 – gnejsy i migmatyty, 2 – alaskity, 3 – wapień, 4 – dolomity, 5 – wapień plamiste, 6 – piaskowce, 7 – łupki margliste, 8 – łupki ilaste, 9 – nasunięcia  
Skala pionowa równa skali poziomej

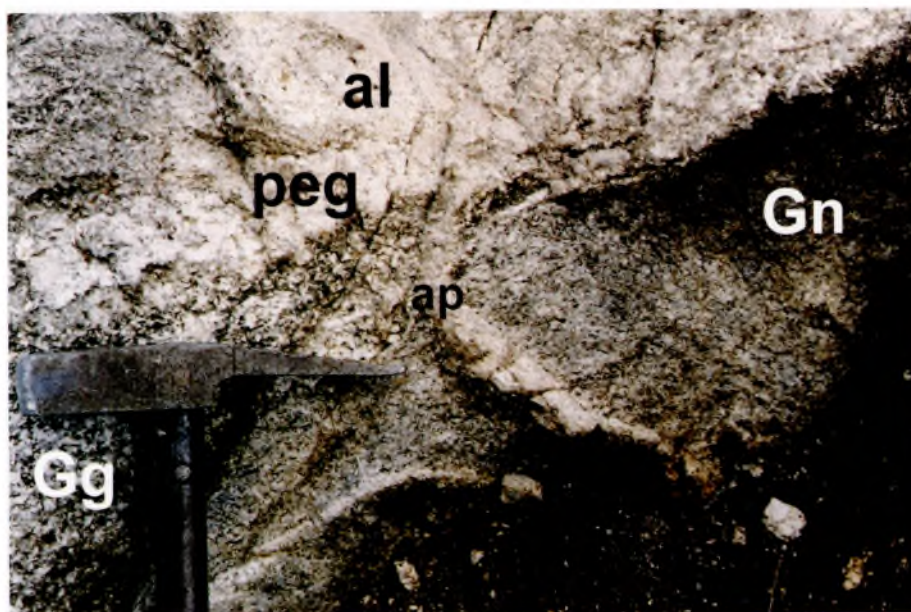
Fig. 15. Cross-section through the Twardy Ridge. Interpretation of sedimentary sequences according to *Geological Map of Polish Tatra Mts.* (1979)

1 – gneisses and migmatites, 2 – alaskites, 3 – limestones, 4 – dolomites, 5 – patchy limestones, 6 – sandstones, 7 – marl slates, 8 – clay-rich slates, 9 – overthrusts  
Vertical scale is equal to horizontal scale



Fot. 10. Zdeformowana foliacja magmowa w alaskicie ze szczytu Małołączniaka

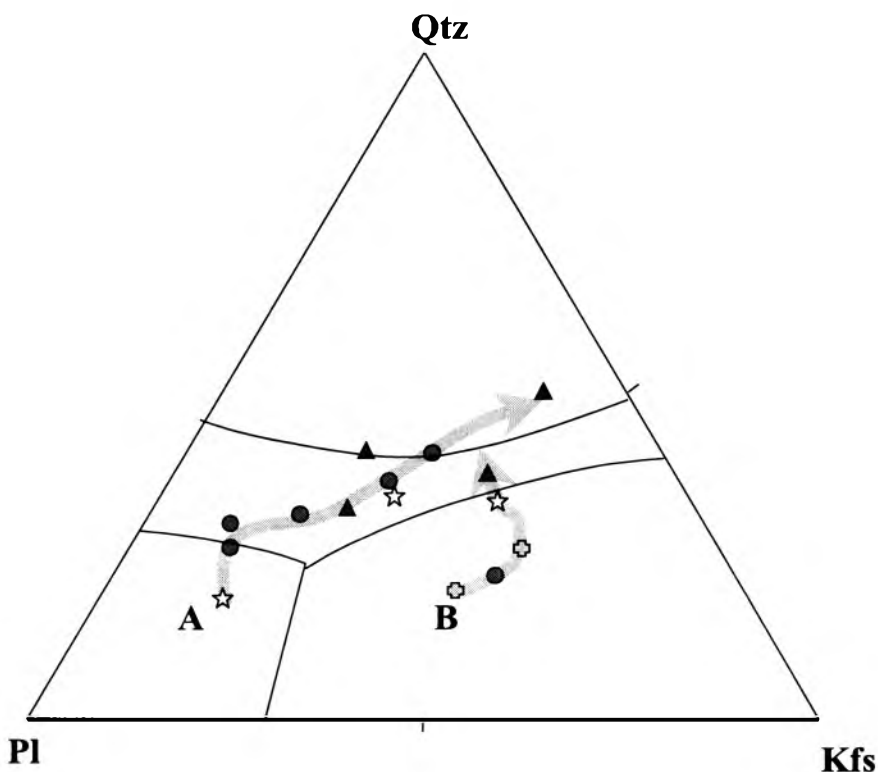
Phot. 10. Deformed magmatic foliation in the alaskite from the Małołączniak summit



Fot. 11. Niezgodny kontakt alaskitu (**al**) z gnejsem (**Gn**) i granitem typu Goryczkowej (**Gg**). Przy kontakcie alaskitu z gnejsem biegnie żyłka pegmatytu (**peg**). Całość przecięta jest sfaldowaną żyłką aplitową (**ap**). Goryczkowa Czuba – przy ścieżce turystycznej

Phot. 11. Discordant contact of alaskite (**al**) with gneiss (**Gn**) and the Goryczkowa-type granite (**Gg**). Near the contact of alaskite and gneiss the pegmatite veinlet (**peg**) is present. The whole rock-set is cut by the folded aplite veinlet (**ap**). The Goryczkowa Czuba – near the touristic path





Rys. 16. Projekcja analiz planimetrycznych alaskitów „wysp krystalicznych” na diagramie Qtz-Kfs-Pl

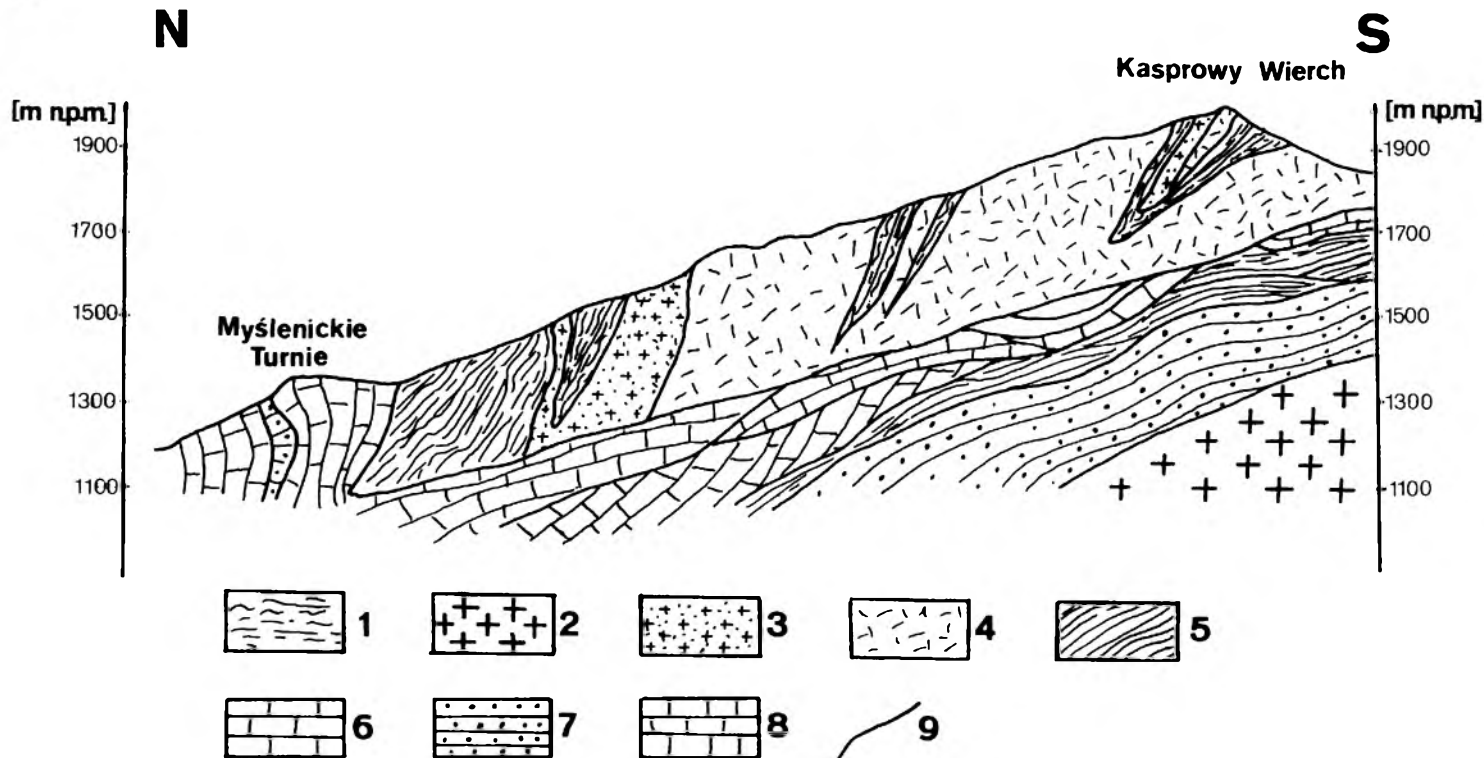
Kółka – Małolęcziak, trójkąty – Kasprowy Wierch, gwiazdki – Twardy Uplaz, krzyże – Kopa Kondracka

Fig. 16. Plot of modal analyses of alaskites from the so called “Crystalline Islands” in the Qtz-Kfs-Pl ternary diagram

Circles – the Małolęcziak, triangles – the Kasprowy Mt., stars – the Twardy Uplaz, crosses – the Kopa Kondracka

Zawsze są drobnokrystaliczne, zawierają względnie obfite minerały „przetrwalniki” (plagioklaz, biotyt), co świadczy o niekompletnym oddzieleniu stopu od źródła. Współczynnik maficzności (wliczając tu fazy przetrwalnikowe) zmienia się w przedziałach 2,64–5,01%. W próbach nie stwierdzono muskowitu pierwotnego, natomiast częściowo schlorytizowany biotyt ma charakter ksenokryształów. Z powodu silnych deformacji alpejskich i intensywnego zwietrzenia próby skały Twardego Uplazu nie nadawały się do analiz chemicznych.

c. W obrębie „wyspy krystalicznej” Goryczkowej wychodnie alaskitów koncentrują się w zachodniej i południowej części płata krystalicznego (rys. 2). We wschodniej części można obserwować jedynie sporadycznie występujące żyły alaskitów i ich pegmatyty, przecinające niezgodnie bądź to skały metamorficzne, bądź kierunkowe granity biotytowe typu Goryczkowej (fot. 11).

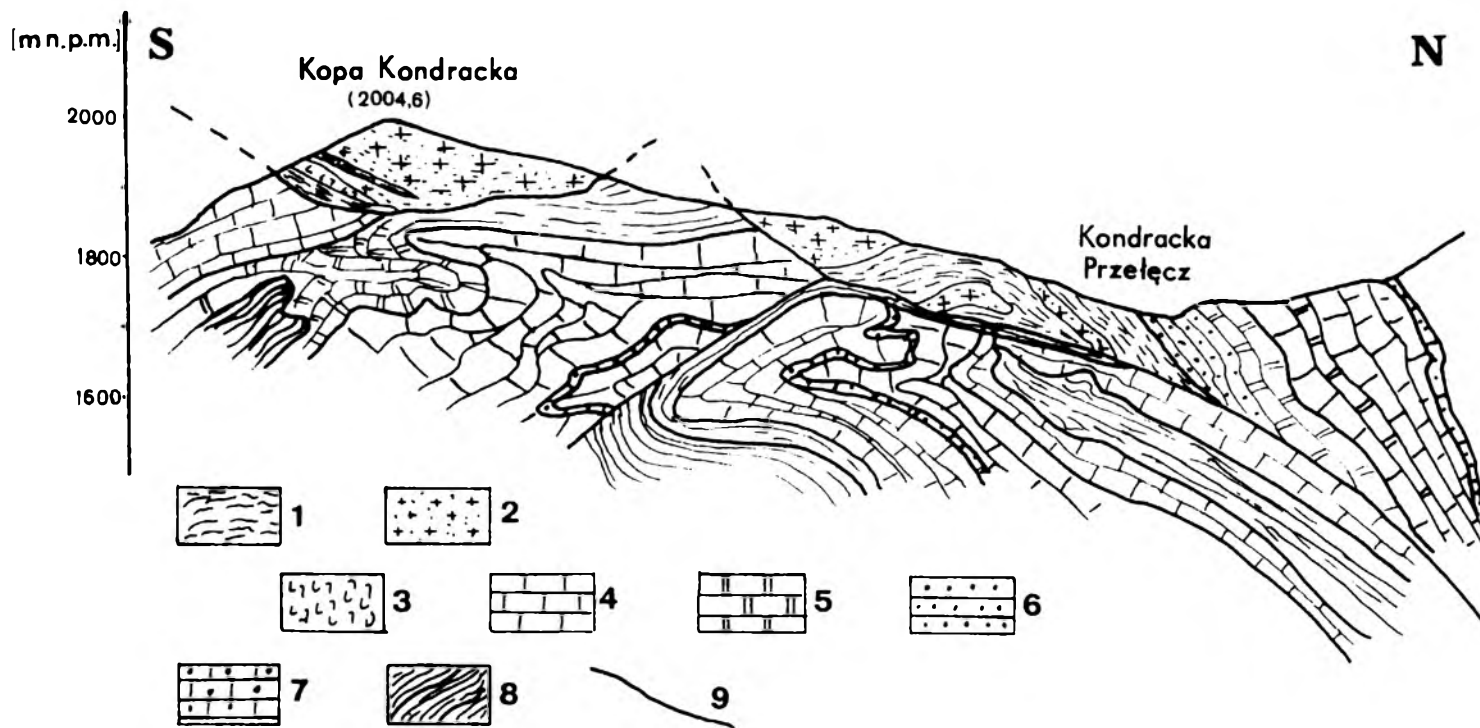


Rys. 17. Przekrój geologiczny przez Kasprowy Wierch. Interpretacja sekwencji osadowych wg: *Mapa geologiczna Tatr Polskich* (1979)

1 – gnejsy i migmatyty, 2 – granity Tatr Wysokich, 3 – alaskity, 4 – granity typu Goryczkowej, 5 – łupki ilaste i margliste, 6 – wapień, 7 – piaskowce, 8 – wapień plamiste, 9 – nasunięcia  
Skala pionowa równa skali poziomej

Fig. 17. Cross-section through the Kasprowy Mt. Interpretation of sedimentary sequences according to *Geological Map of Polish Tatra Mts.* (1979)

1 – gneisses and migmatites, 2 – High Tatra granites, 3 – alaskites, 4 – Goryczkowa-type granites, 5 – clay-rich and marly slates, 6 – limestones, 7 – sandstones, 8 – patchy limestones, 9 – overthrusts  
Vertical scale is equal to horizontal scale



Rys. 18. Przekrój geologiczny przez Kopę Kondracką. Interpretacja sekwencji osadowych wg: *Mapa geologiczna Tatr Polskich* (1979)

1 – gnejsy, 2 – alaskity, 3 – granity pismowe, 4 – wapień, 5 – dolomity, 6 – piaskowce, 7 – wapień plamiste, 8 – łupki ilaste, 9 – nasunięcia

Skala pionowa równa skali poziomej

Fig. 18. Cross-section through the Kopa Kondracka. Interpretation of sedimentary sequences according to *Geological Map of Polish Tatra Mts.* (1979)

1 – gneisses, 2 – alaskites, 3 – graphic granites, 4 – limestones, 5 – dolomites, 6 – sandstones, 7 – patchy limestones, 8 – clay-rich slates, 9 – overthrusts

Vertical scale is equal to horizontal scale

W północnej części „wyspy” alaskity tworzą ciągły pas wychodni, kontaktując w spągu ze skałami metamorficznymi, a w stropie z granitami typu Goryczkowej (rys. 17). Współczynnik maficzności zmienia się w przedziałach 0–1,9, przy czym dominującą fazą ciemną jest granat (tab. 2).

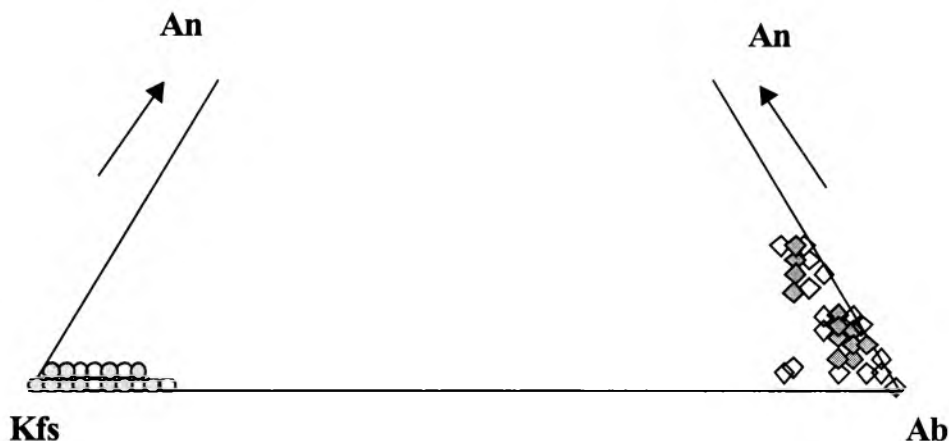
**d.** Alaskity Kopy Kondrackiej tworzą większe masy w rejonie przyszczytowym, a w północnej części, bliższej Przełęczy Kondrackiej, tworzą zgodne żyły w obrębie łupków łyszczykowych (rys. 18). Są wybitnie kierunkowe, a ich współczynnik maficzności  $M$  wynosi od 1,0 do 1,9%.

Punkty projekcyjne alaskitów „wysp krystalicznych” układają się w dwa trendy: długi trend **A** (Małolączniak–Twardy Uplaz–Goryczkowa) wskazujący na przesunięcie układu od warunków dominacji  $H_2O$  we fluidzie magmowym ku warunkom ubóstwa wody, z jednoczesnym spadkiem ciśnienia składników lotnych (rys. 16), oraz krótki trend **B**, typowy dla ubogich w kwarc alaskitów Kopy Kondrackiej i prób z górnej części Twardego Uplazu, wskazujący na wysokie ( $\sim 10$  kbar) ciśnienia i dominację  $CO_2$  w składzie fluidu magmowego (por. rys. 6). Obliczone zawartości wody w stopie leżą w przedziale 0,15–0,18% wag.

## CHARAKTERYSTYKA MINERAŁÓW

### 5.1. Skalenie

Skalenie potasowe osiągnęły stopień uporządkowania typowy dla mikroklinów ( $\Delta = 0,925-0,95$ ), co jest pospolitą cechą plutonicznych K-skaleń. W ich składzie chemicznym brak istotnych domieszek – poza Na zastępującym K w strukturze skaleń, zwykle w formie odmieszanych mikrokryptopertytów (tab. 5 a). Pertytyzacja K-skaleń jest dość rzadko spotykana oraz ograniczona do skali submikroskopowej, stąd formuły skaleń potasowych zmieniają się w małym zakresie  $Or_{0,91-0,995}Ab_{0,09-0,005}$  (rys. 19). Lokalnie obserwuje się nadmiar Al w formułach krystalochemicznych skaleń (tab. 5 a), analogiczny do stwierdzonego w skaleniach pegmatytów, co powoduje defekty sieci typu Al-O-Al (Gawęda *et al.*, 1995). Udział Na w fazie K-skaleń zwykle rośnie na zewnątrz kryształów, aczkolwiek istnieją nieliczne wyjątki od tej reguły (tab. 5 a).



Rys. 19. Projekcja składów skaleń z alaskitów Tatr Zachodnich

Kółka – skalenie potasowe, kwadraty – plagioklasy; symbole pełne – środki minerałów, symbole puste – brzegi minerałów

Fig. 19. Plot of alaskite feldspars compositions

Circles – potassium feldspars, squares – plagioclases; full symbols – mineral cores, empty symbols – mineral margins



Tabela 5 a

Reprezentatywne analizy mikrochemiczne skalenia potasowego z alaskitów Tatr Zachodnich

Table 5 a

Representative microprobe analyses of potassium feldspar from the Western Tatra alaskites

Próbka	TP1(1c)	TP1(1m)	TP1(2c)	TP2(2m)	TP2(1c)	TP4(1m)	TP4(1c)	TP4(1p)	KK1(m)	PKK(m)
SiO <sub>2</sub>	63,43	64,30	63,48	64,62	64,98	64,67	64,83	64,75	65,08	64,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,12	19,08	19,08	19,13	18,61	18,84	18,95	18,65	17,82	18,58
FeO	0,09	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,08
CaO	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,88	0,61	0,94	0,06	0,08	1,10	0,64	1,23	1,00
K <sub>2</sub> O	16,63	15,59	16,85	15,70	17,17	16,83	15,81	16,48	16,28	16,36
<b>Suma</b>	<b>99,30</b>	<b>99,85</b>	<b>100,03</b>	<b>100,43</b>	<b>100,84</b>	<b>100,45</b>	<b>100,71</b>	<b>100,54</b>	<b>100,46</b>	<b>100,65</b>
An	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ab	0,03	0,08	0,05	0,08	0,005	0,01	0,09	0,05	0,06	0,08
Or	0,97	0,91	0,95	0,92	0,995	0,99	0,91	0,95	0,97	0,92

Objaśnienia: **TP** – Tomanowy Wierch Polski, **KK** – Kopa Kondracka, **PKK** – Przełęcz pod Kopą Kondracką.

Tabela 5 b

Reprezentatywne analizy mikrochemiczne albitu z alaskitów Tatr Zachodnich

Table 5 b

Representative microprobe analyses of albite from the Western Tatra alaskites

Składnik	TP1(c)	TP1(m)	TP2(c)	TP4(m)	K1(c)	MA9(c)	K2(c)	K2(m)
SiO <sub>2</sub>	68,68	69,11	68,33	68,89	68,68	67,76	67,26	68,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,35	19,46	20,28	19,28	20,35	20,21	20,68	20,02
FeO	0,04	0,03	0,00	0,09	0,04	0,03	0,01	0,01
CaO	0,43	0,04	0,90	0,64	0,43	1,61	1,91	1,16
Na <sub>2</sub> O	10,92	11,55	11,17	11,88	10,92	11,08	10,22	10,68
K <sub>2</sub> O	0,15	0,02	0,15	0,19	0,15	0,18	0,22	0,16
<b>Suma</b>	<b>100,47</b>	<b>100,21</b>	<b>100,83</b>	<b>100,97</b>	<b>100,47</b>	<b>100,87</b>	<b>100,30</b>	<b>100,50</b>
An	0,02	0,002	0,04	0,03	0,02	0,06	0,08	0,05
Ab	0,97	0,99	0,95	0,96	0,97	0,93	0,91	0,94
Or	0,01	0,008	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Objaśnienia: jak w tab. 2.

Tabela 5 c

Reprezentatywne analizy mikrochemiczne plagioklazów z alaskitów Tatr Zachodnich

Table 5 c

Representative microprobe analyses of plagioclases from the Western Tatra alaskites

Składnik	KW(1c)	KW(1m)	KW(2c)	OR48(1m)	OR48(1c)	OR48(2c)	OR48(2m)	OR46(1m)	R46(1c)
SiO <sub>2</sub>	63,90	65,50	64,22	64,21	64,73	63,58	63,60	64,19	64,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,31	21,74	22,42	22,10	22,86	22,75	23,24	22,32	22,02
FeO	0,09	0,02	0,09	0,16	0,09	0,07	0,05	1,35	0,04
CaO	2,95	1,91	3,02	3,88	4,10	3,80	3,43	4,32	4,77
Na <sub>2</sub> O	9,89	10,68	10,31	9,91	8,24	9,88	9,97	9,34	9,57
K <sub>2</sub> O	0,14	0,41	0,19	0,46	0,29	0,21	0,61	0,27	0,35
<b>Suma</b>	<b>99,28</b>	<b>100,26</b>	<b>100,25</b>	<b>100,72</b>	<b>100,31</b>	<b>100,29</b>	<b>100,90</b>	<b>100,61</b>	<b>100,75</b>
An	0,14	0,09	0,14	0,17	0,19	0,17	0,15	0,20	0,22
Ab	0,85	0,89	0,85	0,80	0,79	0,82	0,82	0,79	0,76
Or	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02

Objaśnienia: **KW** – Kasprowy Wierch, **OR** – Omak; **c** – środek kryształu, **m** – brzeg kryształu.

**Plagioklasy** są reprezentowane przez **albit** (An<sub>0,002–0,08</sub>Ab<sub>0,99–0,91</sub>Or<sub>0,01</sub>, śr. An<sub>0,04</sub>Ab<sub>0,95</sub>Or<sub>0,01</sub>) i **kwaśny oligoklaz** (An<sub>0,09–0,19</sub>Ab<sub>0,89–0,79</sub>Or<sub>0,02</sub>; tab. 5 b). Bardziej zasadowe **oligoklasy** (An<sub>0,20–0,22</sub>Ab<sub>0,77–0,76</sub>Or<sub>0,02</sub>) o słabej strefowości chemicznej spotyka się w brzeźnych strefach intruzji i stanowią one *de facto* mikroenklawy pochodzące z gnejsów otoczenia (fot. 12). Oligoklasy obecne jako wzrostki w K-skaleniu lub albicie zazwyczaj wykazują obecność cienkiej obwódki albitowej. Plagioklasy alaskitów cechują się homogenicznym składem i bardzo słabo wyrażoną strefowością (tab. 5 c, rys. 19).

## 5.2. Kwarc

Kwarc jest na ogół wykształcony ksenomorficznie, a jego ziarna bądź ich wydłużone agregaty podkreślają kierunkową teksturę skał. Sporadycznie występują kryształy kwarcu o hipautomorficznym wykształceniu. Kwarc niemal zawsze wykazuje faliste lub smużyste wygaszanie światła. Wrostki hipautomorficznych kryształów kwarcu w plagioklazach i skaleniu potasowym wskazują, iż pojawił się on jako faza solidusu.

## 5.3. Grupa łyszczyków

### 5.3.1. Biotyty

W większości alaskitów biotyt występuje jako minerał podrzędny lub wręcz akcesoryczny, mający charakter ksenokryształów, pochodzących z otaczających gnejsów. Zawartość biotytu, zazwyczaj bardzo niska (0 – 1,9% obj., śr. 0,45% obj.), wzrasta w brzeźnych częściach intruzji (do 2,6–2,8% obj. w alaskitach Małolącziaka i Łopaty). Skład chemiczny biotytów z alaskitów nie odbiega w istotny sposób od składu chemicznego biotytów z gnejsów i migmatytów GJS. Wskaźnik femiczności biotytów *fm* mieści się w przedziale 0,583–0,657 (dla porównania przedział wartości *fm* dla biotytów ze skał metamorficznych wynosi 0,529–0,611). Podobna jest także zawartość Ti [p.f.u.]: 0,263–0,407 w biotytach alaskitów (tab. 6 a), a 0,18–0,45

Tabela 6 a

Analizy mikrochemiczne biotytu z alaskitów

Table 6 a

Microprobe analyses of biotite from alaskites

Składnik	KK3(c)	KK3(m)	TP3(c)	TP3(m)	TP3(c)	OR/k(c)	OR/k(m)	OR/k(c)	OR/k(m)
SiO <sub>2</sub>	36,71	37,86	35,78	46,00	35,59	34,72	35,04	35,02	34,9
TiO <sub>2</sub>	2,75	2,67	2,86	1,65	3,44	3,13	2,97	2,83	3,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,28	19,28	17,02	21,20	16,69	18,92	19,77	19,19	19,21
FeO <sub>T</sub>	20,15	18,9	21,49	11,62	21,2	20,19	19,94	20,35	20,17
MnO	0,47	0,47	0,25	0,08	0,31	0,33	0,4	0,36	0,31
MgO	5,97	5,88	6,4	3,82	6,22	7,75	7,92	8,17	7,91
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,2	0,17	0,16	0,19	0,17	0,2	0,15	0,13
K <sub>2</sub> O	9,03	9,83	10,39	10,06	10,32	9,59	9,91	10,09	9,99
<b>Suma</b>	<b>94,63</b>	<b>95,09</b>	<b>94,36</b>	<b>94,59</b>	<b>93,96</b>	<b>94,40</b>	<b>96,15</b>	<b>96,16</b>	<b>95,64</b>
Si	5,614	36,01	5,604	6,569	5,595	5,349	5,321	5,337	5,34
Ti	0,317	0,267	0,336	0,177	0,407	0,362	0,339	0,324	0,348
Al <sup>IV</sup>	2,386	2,269	2,396	1,431	2,405	2,651	2,679	2,663	2,66
Al <sup>IV</sup>	1,089	1,171	0,745	2,138	0,688	0,785	0,86	0,784	0,804
Fe	2,577	21,63	2,816	1,378	2,787	2,602	2,532	2,594	2,58
Mn	0,06	0,57	0,033	0,01	0,041	0,043	0,05	0,046	0,04
Mg	1,361	6,41	1,493	0,812	1,457	1,779	1,792	1,855	1,804
Na	0,079	0,25	0,051	0,043	0,057	0,05	0,059	0,044	0,039
K	1,762	1,918	1,999	1,833	1,999	1,886	1,92	1,961	1,95
<i>fm</i>	0,6544	0,6434	0,6536	0,6292	0,6567	0,5939	0,5856	0,5831	0,5885

Objaśnienia: **KK** – Kopa Kondracka, **TP** – Tomanowy Wierch Polski, **OR** – Ornak; **k** – kontakt, **c** – środek kryształu, **m** – brzeg kryształu; *fm* – Fe<sub>T</sub>/(Fe<sub>T</sub> + Mg).

Tabela 6 b

Analizy mikrochemiczne biotytu ze skał metamorficznych otoczenia alaskitów

Table 6 b

Microprobe analyses of biotite from the metamorphic envelope rocks

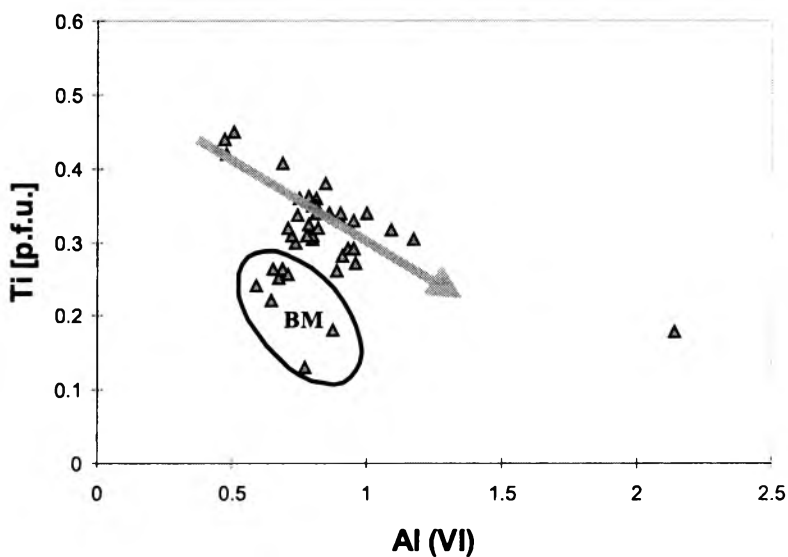
Składnik	Gn6'(c)	Gn6'(c)	Gn6'(m)	Mg3(c)	Mg3(m)	Mg4(c)	Mg4(m)	Mg5(m)	Mg5(c)
SiO <sub>2</sub>	35,77	35,11	35,62	36,175	34,266	35,304	35,332	35,688	35,329
TiO <sub>2</sub>	2,69	3,01	2,28	1,539	3,565	3,846	3,832	3,104	3,144
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,37	18,31	19,08	17,869	16,842	16,707	16,951	19,409	19,312
FeO <sub>T</sub>	19,99	18,92	19,04	19,45	21,4	20,316	20,746	20,755	20,571
MnO	0,5	0,36	0,34	0,335	0,461	0,437	0,383	0,158	0,229
MgO	8,11	8,06	8,63	9,71	8,05	8,212	8,659	8,057	7,828
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,25	0,25	0,26	0,214	0,121	0,17	0,468	0,347
K <sub>2</sub> O	9,77	9,5	9,43	6,8	9,746	10,086	10,086	9,342	9,553
<b>Suma</b>	<b>95,43</b>	<b>93,52</b>	<b>94,67</b>	<b>92,188</b>	<b>94,544</b>	<b>95,176</b>	<b>96,159</b>	<b>97,083</b>	<b>96,327</b>
Si	5,47	5,46	5,45	5,607	5,37	5,46	5,412	5,364	5,359
Ti	0,31	0,35	0,26	0,179	0,42	0,447	0,441	0,351	0,359
Al <sup>IV</sup>	2,53	2,54	2,55	2,393	2,63	2,54	2,88	2,636	2,641
Al <sup>IV</sup>	0,78	0,81	0,89	0,871	0,481	0,505	0,473	0,803	0,812
Fe	2,56	2,46	2,44	2,521	2,805	2,627	2,658	2,609	2,609
Mn	0,06	0,05	0,04	0,044	0,061	0,057	0,05	0,2	0,029
Mg	1,85	1,87	1,97	2,243	1,88	1,893	1,977	1,805	1,77
Na	0,07	0,07	0,07	0,077	0,065	0,036	0,051	0,136	0,102
K	1,91	1,88	1,84	1,345	1,949	1,99	1,971	1,791	1,849
<b>fm</b>	<b>0,576</b>	<b>0,568</b>	<b>0,553</b>	<b>0,529</b>	<b>0,599</b>	<b>0,581</b>	<b>0,573</b>	<b>0,591</b>	<b>0,596</b>

Objaśnienia: **Gn** – gnejs, **Mg** – migmatyt; **c** – środek kryształu, **m** – brzeg kryształu; **fm** – Fe<sub>T</sub>/(Fe<sub>T</sub> + Mg).

w biotytach skał metamorficznych (tab. 6 b). Porównując biotyty z alaskitów i skał metamorficznych można zauważyć wspólną negatywną zależność Ti od obsady oktaedrów przez Al (rys. 20 a) i wspólne pole w układzie Ti [p.f.u.] *versus fm* (rys. 20 b). Inne podobieństwo to słaba strefowość chemiczna, wyrażająca się spadkiem zawartości Ti oraz Fe a wzrostem zawartości Mg od środka ku brzegom kryształów biotytów (tab. 6 a, b).

Lokalnie obserwuje się zastępowanie biotytu agregatem drobnokrystalicznego syllimanitu (fot. 13). Reakcja zastępowania jest identyczna do reakcji obserwowanej w strefach kontaktowych intruzji alaskitowych i będzie omówiona wspólnie.

Odmienny obraz prezentują magmowe biotyty z pegmatytowej segregacji w alaskitach Starorobociańskiego Wierchu. Krystalizują one w interstycjach automorficznych skaleni wraz z kwarcem. Kryształy biotytów wykazują strefowość chemiczną wyrażoną spadkiem zawartości Ti ku brzegom kryształów przy braku konsekwentnych zmian w przypadku innych pierwiastków. Współ-

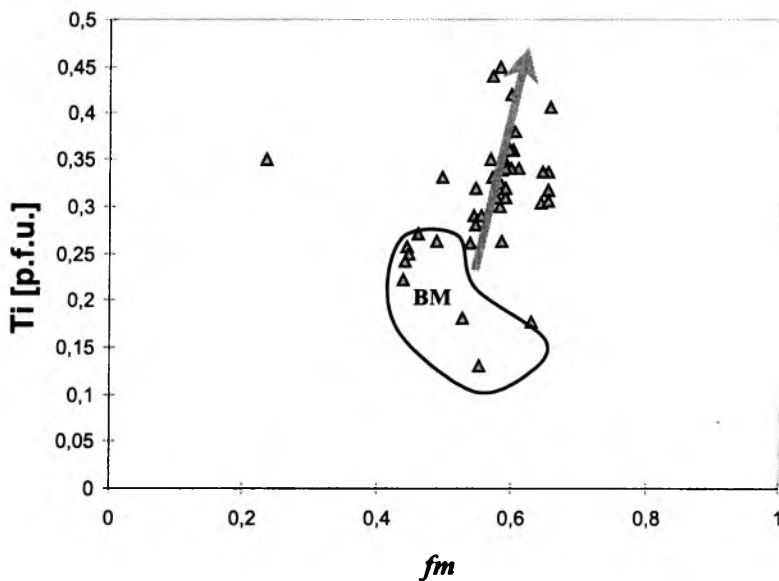


Rys. 20 a. Projekcja składu biotytów z alaskitów i typowych biotytów metamorficznych w układzie Al(VI) – Ti [p.f.u.]

Strzałka wskazuje wspólny trend dla biotytów restytowych i metamorficznych, **BM** – pole biotytów magmowych

Fig. 20 a. Al(VI) – Ti [p.f.u.] plot of alaskitic and typical metamorphic biotite compositions

Arrow points the common trend for restitic and metamorphic biotites, **BM** – field of magmatic biotites

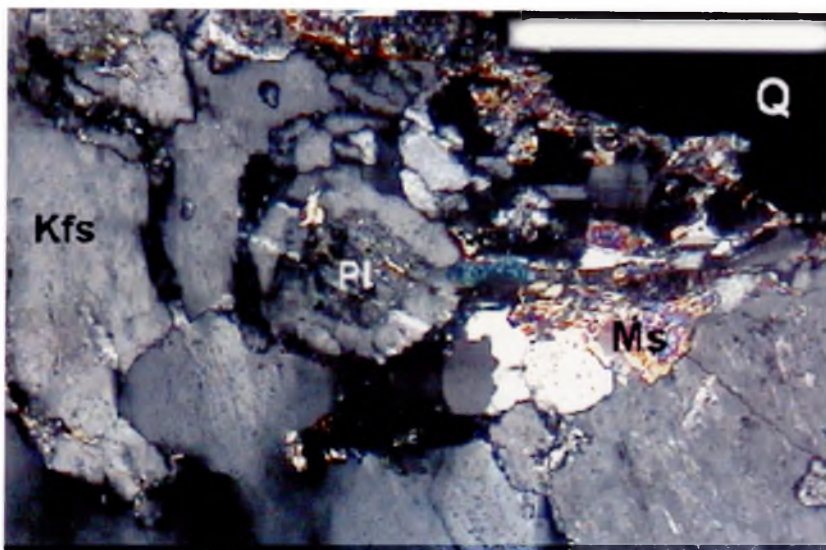


Rys. 20 b. Projekcja składu biotytu z alaskitów i typowego biotytu metamorficznego w układzie Ti [p.f.u.] – *fm*

**BM** – pole biotytu magmowego

Fig. 20 b. Ti [p.f.u.] – *fm* plot of alaskitic and typical metamorphic biotite compositions

**BM** – field of magmatic biotite compositions



Fot. 12. Mikroenklawa plagioklazu (**Pl**) z obwódką regeneracyjną albitu (jaśniejszy pasek) w strefie brzeżnej intruzji alaskitu

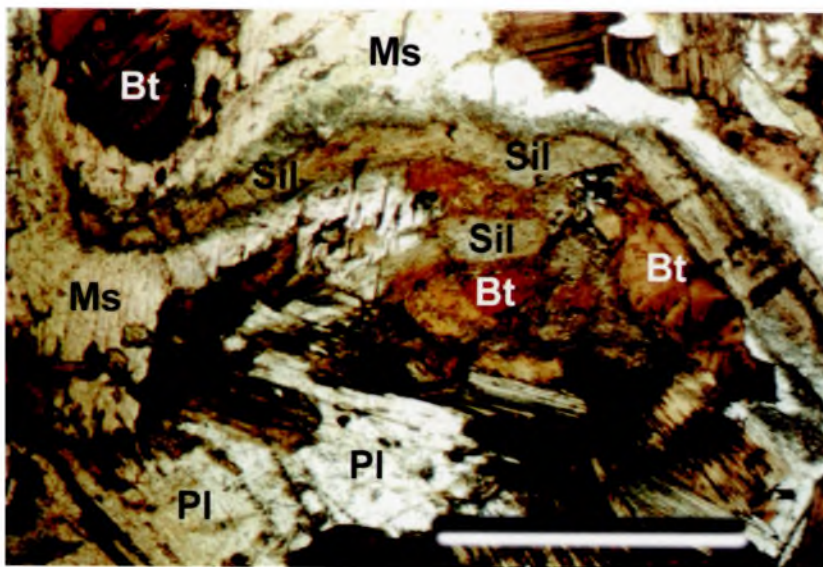
Q – kwarc, **Pl** – plagioklaz, **Kfs** – skaień potasowy, **Ms** – muskowit

Polarizatory skrzyżowane; skala liniowa = 0,2 mm

Phot. 12. Microenclave of plagioclase (**Pl**) with albite regeneration rim (light-grey zone) in the border zone of alaskite intrusion

Q – quartz, **Pl** – plagioclase, **Kfs** – potassium feldspar, **Ms** – muscovite

Crossed nicols; scale bar = 0.2 mm



Fot. 13. Biotyt (**Bt**) zastępowany syllimanitem (**Sil**) w strefie kontaktu gnejs/alaskit. Syllimanit otoczony jest pomagmowym muskowitem (**Ms**)

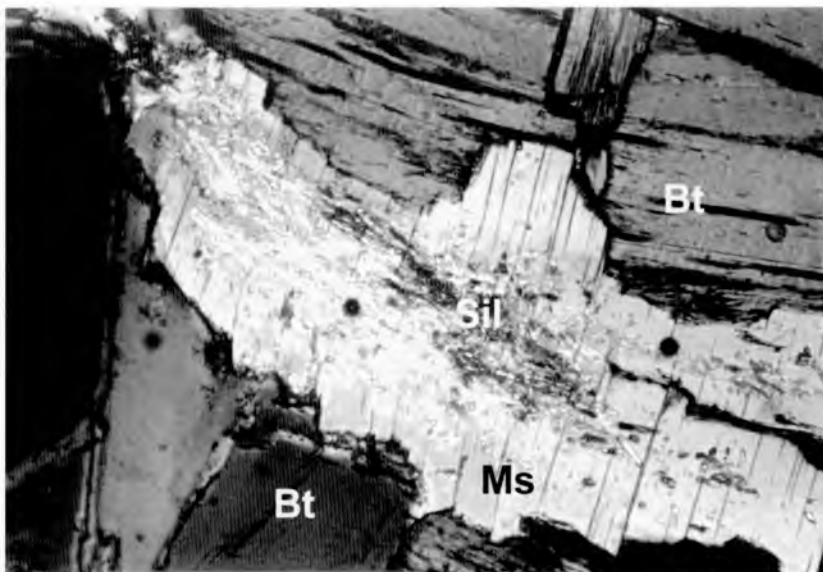
**Pl** – plagioklaz

Analizator wyłączony; skala liniowa = 0,1 mm

Phot. 13. Biotite (**Bt**) replaced by sillimanite (**Sil**) in the gneiss/alaskite contact zone. Sillimanite is enclosed in post-magmatic muscovite (**Ms**)

**Pl** – plagioclase

One polar; scale bar = 0.1 mm

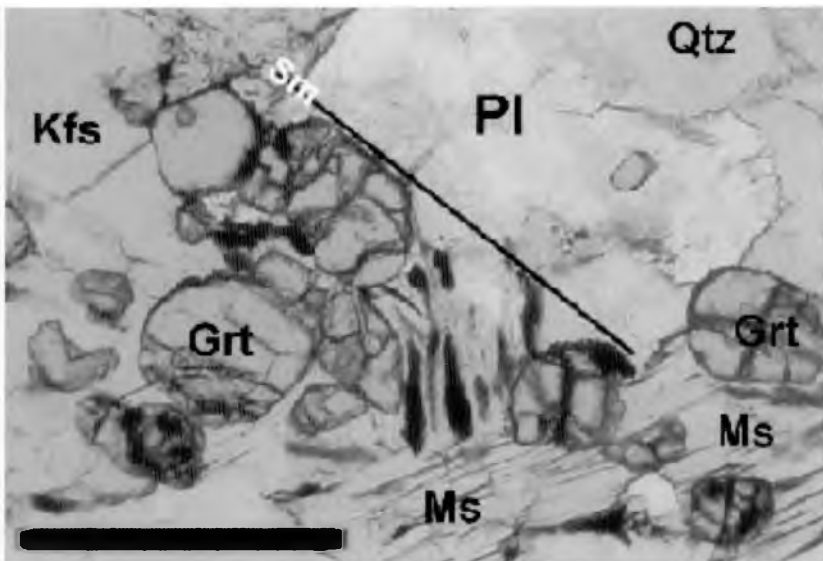


Fot. 14. Muskowit pomagmowy (**Ms**) krystalizujący kosztem syllimanitu (**Sil**) i biotyty (**Bt**)

Analizator wyłączony; skala liniowa = 0,2 mm

Phot. 14. Post-magmatic muscovite (**Ms**) crystallised at the expense of sillimanite (**Sil**) and biotite (**Bt**)

One nicol; scale bar = 0.2 mm



Fot. 15. Agregat granatów (**Grt**) ułożony zgodnie z foliacją magmową (**Sm**)

**Pl** – plagioklaz, **Kfs** – skaień potasowy, **Qtz** – kwarc, **Ms** – muskowit

Analizator wyłączony; skala liniowa = 0,1 mm

Phot. 15. An aggregate of garnets (**Grt**) elongated along the magmatic foliation (**Sm**)

**Pl** – plagioclase, **Kfs** – potassium feldspar, **Qtz** – quartz, **Ms** – muscovite

One nicol; scale bar = 0.1 mm

czynnik *fm* waha się w wąskich granicach: 0,439–0,448, zawartość Ti zaś w przedziale 0,221–0,263 [p.f.u.] (tab. 6 c). Biotyty te wyróżniają się jako odrębna grupa na diagramach Ti – *fm* oraz Ti–Al (rys. 20 a, b).

Tabela 6 c  
Analizy mikrochemiczne biotytu z segregacji pegmatytowej  
w alaskicie

Table 6 c  
Microprobe analyses of biotite from the pegmatitic segregation in alaskite

Składnik	ST10/1(c)	ST10/1(m)	ST10/2(c)	ST10/2(i)	ST10/2(m)
SiO <sub>2</sub>	36,43	36,1	36,35	35,65	35,71
TiO <sub>2</sub>	2,26	2,19	2,14	2,06	1,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,59	16,8	16,42	16,36	16,62
FeO <sub>T</sub>	15,9	15,57	15,63	16,36	16,37
MnO	0,36	0,3	0,41	0,3	0,3
MgO	11,01	10,91	10,86	11,63	11,71
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,26	0,21	0,18	0,23
K <sub>2</sub> O	10,08	9,67	10,17	9,29	9,32
<b>Suma</b>	<b>92,86</b>	<b>91,80</b>	<b>92,19</b>	<b>91,83</b>	<b>92,14</b>
Si	5,633	5,625	5,663	5,573	5,58
Ti	0,263	0,257	0,25	0,242	0,221
Al <sup>IV</sup>	2,367	2,375	2,337	2,427	2,42
Al <sup>IV</sup>	0,656	0,711	0,677	0,589	0,644
Fe	2,056	2,028	2,035	2,139	2,141
Mn	0,047	0,039	0,054	0,039	0,039
Mg	2,536	2,533	2,521	2,71	2,729
Na	0,068	0,078	0,063	0,054	0,069
K	1,988	1,922	1,98	1,853	1,861
<i>fm</i>	0,448	0,445	0,447	0,441	0,439

Objaśnienia: ST – Starorobociński Wierch; c – środek kryształu, m – brzeg kryształu, i – część pośrednia; *fm* –  $Fe_T/(Fe_T + Mg)$

### 5.3.2. Muskowity

Wśród muskowitów można wyróżnić dwie generacje:

A. **Muskowity magmowe** (pierwotne). Występują sporadycznie w ilości nie przekraczającej 6% obj. Najczęściej zawartość muskowitu pierwotnego mieści się w przedziale 1–3% obj. W niektórych próbach nie ma ich w ogóle.

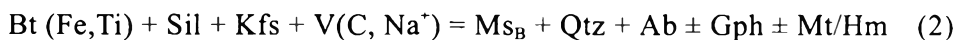
B. **Muskowity pomagmowe** (wtórne). Spotyka się je nieco częściej, zwłaszcza w brzeźnych, przykontaktowych strefach alaskitów oraz w odmianach pegmatytowych.



Ad A. Muskowity magmowe występują jako nieliczne, rozproszone blaszki wśród kwarcu i skałeni. Są zwykle hipautomorficzne lub nawet ksenomorficzne, często o wydłużeniu w kierunku niezgodnym z podstawową łupliwością 001 (fot. 4). Cechują się wzbogaceniem w  $\text{TiO}_2$  (do 1,48% wag.),  $\text{FeO}_T$  (do 2,4% wag.) i  $\text{MgO}$  (do 1,01% wag.; tab. 7 a). Pierwiastki te mają stabilizujący wpływ na strukturę muskowitu, dzięki czemu może on krystalizować w warunkach magmowych, tj. w temperaturach powyżej solidusu magmy granitowej (Miller *et al.*, 1981; rys. 21). Współczynnik femiczności *fm* zmienia się w granicach 0,563–0,843. Pomiędzy współczynnikiem *fm* i zawartością Ti [0,023–0,147 p.f.u.] istnieje zauważalna negatywna korelacja liniowa, wyrażona współczynnikiem korelacji  $R = -0,699$ , przy  $s^2 = 0,488$  (rys. 22 a), co potwierdza obsadę przez Ti pozycji oktaedrycznych.

Zawartość Mg [p.f.u.] nie jest skorelowana liniowo z ilością atomów Si [p.f.u.] ( $R = 0,227$ ), punkty zaś na diagramie Si–Mg wykazują silne rozproszenie (rys. 23 a). Fakt ten sugeruje brak równowagi chemicznej, a co za tym idzie niemożność wykorzystania podstawienia fengitowego do oceny ciśnienia. Zakres podstawień Na za K mieści się w przedziale 0,04–0,184 [p.f.u.], przy średniej 0,109, a negatywna korelacja liniowa zawartości obu pierwiastków określona jest współczynnikiem korelacji  $R = -0,6046$ , przy  $s^2 = 0,366$  (rys. 24 a). Nie obserwuje się regularności w rozkładzie Na, K, Fe, Mg w obrębie blaszek muskowitów magmowych; zaznacza się jedynie słaby spadek zawartości Ti w kierunku brzegów blaszek (tab. 7 a).

Ad B. Muskowity pomagmowe krystalizują kosztem biotytów oraz sylimanitu i K-skałeni (fot. 14). W zewnętrznych strefach blaszek obserwuje się często symplektytowe zrosty muskowitu z kwarcem. Uogólnione reakcje krystalizacji muskowitów typu B mogą być przedstawione jako:



Muskowity pomagmowe cechują się niskimi zawartościami Ti (0,006–0,085 p.f.u., sporadycznie 0,131–0,139 p.f.u.; tab. 7 b), zmiennymi zawartościami Fe i Mg. Na diagramie Si [p.f.u.] *versus* Mg [p.f.u.] dla muskowitów pomagmowych widać wyraźną liniową zależność o współczynniku korelacji  $R = 0,704$  i  $s^2 = 0,4956$  (rys. 23 b). Ilość atomów Mg i Si na jednostkę strukturalną spada w kierunku brzegu blaszek muskowitów (tab. 7 b). Układ ten umożliwia stosowanie geobarometru fengitowego (Massone, Schreyer, 1987) do oceny ciśnienia panującego w czasie zmian pomagmowych. Na diagramie *fm* – Ti [p.f.u.] muskowity te tworzą rozmyty trend kontynuujący się w kierunku pola biotytów rezydualnych. Współczynnik korelacji liniowej tego trendu ma wartość:  $R = 0,76$  przy odchyleniu standardowym  $s^2 = 0,577$  (rys. 22 b). Taki układ sugeruje częściowe dziedziczenie chemizmu biotytów przez muskowity pomagmowe

Tabela 7 a

Wybrane analizy mikrochemiczne muskowitu magmowego

Table 7 a

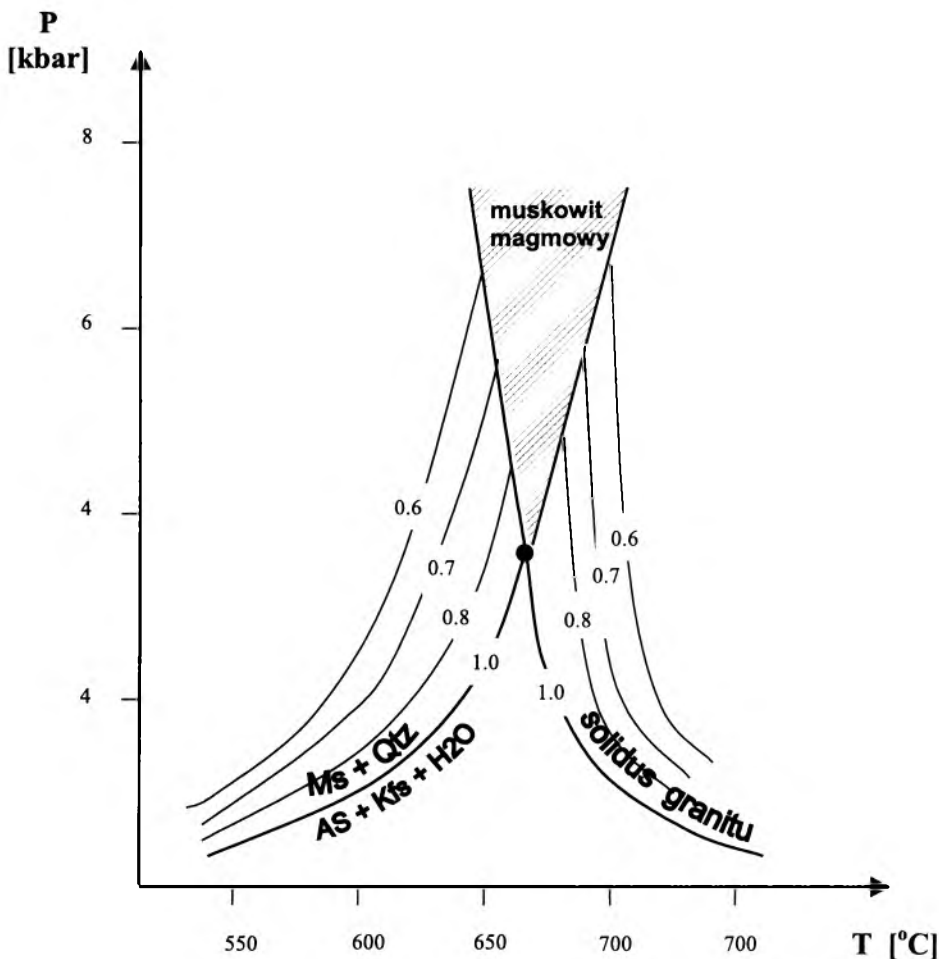
## Selected microprobe analyses of magmatic muscovite

Składnik	KK1(c)	KK1(m)	KK2(c)	KK2(m)	TP3(c)	TP3(m)	OR(c)	OR(m)
SiO <sub>2</sub>	48,74	48,99	47,08	46,87	46,51	46,71	45,81	45,06
TiO <sub>2</sub>	1,18	1,15	1,48	1,11	1,28	1,33	1,39	1,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,74	32,73	33,73	31,94	32,31	32,34	37,07	36,28
FeO <sub>T</sub>	2,24	2,31	2,29	2,40	1,85	2,00	0,95	0,92
MnO	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,00	0,02
MgO	0,94	0,99	1,01	0,91	0,67	0,70	0,47	0,47
Na <sub>2</sub> O	0,40	0,47	0,52	0,33	0,59	0,62	0,29	0,70
K <sub>2</sub> O	10,83	10,16	10,62	10,78	11,40	11,41	9,90	11,07
<b>Suma</b>	<b>98,09</b>	<b>96,82</b>	<b>95,77</b>	<b>94,20</b>	<b>94,64</b>	<b>93,13</b>	<b>95,88</b>	<b>95,58</b>
Si	6,325	6,412	6,210	6,342	6,298	6,292	6,087	6,002
Ti	0,116	0,113	0,147	0,113	0,130	0,135	0,139	0,106
Al <sup>IV</sup>	1,675	1,588	1,790	1,658	1,702	1,708	1,913	1,998
Al <sup>IV</sup>	3,481	3,462	3,453	3,436	3,455	3,430	3,894	3,698
Fe	0,243	0,253	0,253	0,272	0,209	0,226	0,106	0,103
Mn	0,002	0,002	0,002	0,004	0,004	0,002	0,000	0,002
Mg	0,182	0,193	0,198	0,184	0,135	0,141	0,093	0,093
Na	0,100	0,120	0,132	0,087	0,155	0,162	0,073	0,180
K	1,792	1,697	1,787	1,862	1,969	1,962	1,869	1,882
<i>fm</i>	0,5718	0,5673	0,5610	0,5965	0,6076	0,6158	0,5327	0,5255

Objaśnienia: **KK** – Kopa Kondracka, **TP** – Tomanowy Wierch Polski, **OR** – Ormak; **c** – środek kryształu, **m** – brzeg kryształu; *fm* – FeT/(FeT + Mg).

i ściśle powiązanie zachowania się „ciemnych” pierwiastków w warunkach pomagmowych. Potwierdzeniem jest negatywna korelacja zbiorcza w układzie Al<sup>VI</sup>–(Ti+Fe+Mg) dla muskowitów pomagmowych i biotytów przy współczynniku korelacji dla wspólnego trendu  $R = -0,997$  (rys. 25).

Udział podstawień Na za K jest w muskowitach pomagmowych zbliżony do muskowitów magmowych i mieści się w zakresie 0,044–0,18 [p.f.u.], przy średniej wartości 0,114 [p.f.u.]. Udział podstawień Na zazwyczaj rośnie na zewnątrz blaszek (tab. 7 b), relacja K do Na zaś wyraża się zależnością liniową o współczynniku korelacji  $R = -0,779$  i  $s^2 = 0,6069$  (rys. 24 b).



Rys. 21. Pole stabilności muskowitu magmowego (obszar zakreskowany – wg danych: Miller *et al.*, 1981) na tle zmienności położenia krzywej reakcji  $Ms + Q = AS + Kfs + H_2O$  oraz krzywej solidusu granitu w zależności od udziału molowego wody w fluidzie. Wartości liczbowe izolinii określają udziały molowe  $H_2O$  (wg: Spear, 1993)

Fig. 21. Stability field of magmatic muscovite (shaded area – according to Miller *et al.*, 1981) on the ground of various position of the reaction curve  $Ms + Q = AS + Kfs + H_2O$  and the granite solidus curve depending on the molar water content in the fluid phase. Numbers on isolines determine  $H_2O$  molar ratios (after Spear, 1993)

Tabela 7 b

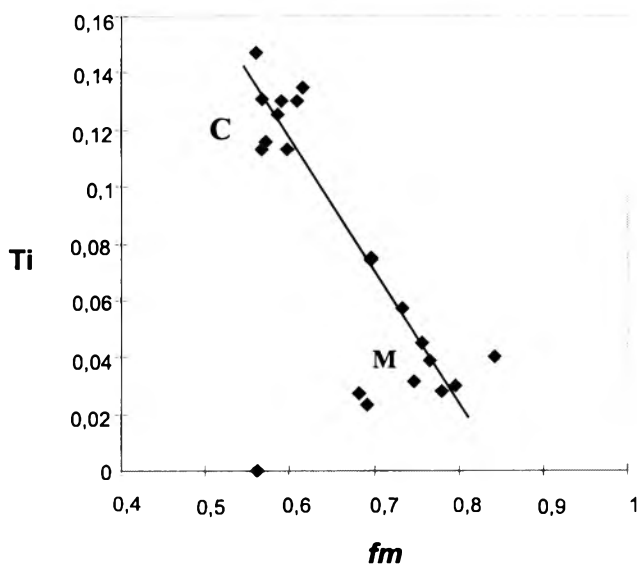
Wybrane analizy mikrochemiczne muskowitu pomagmowego

Table 7 b

Selected microprobe analyses of post-magmatic muscovite

Składnik	MA(c)	MA(m)	Ł1(c)	Ł1(m)	KK1(c)	KK1(m)	KK1(d)	TP19(c)	TP19(m)
SiO <sub>2</sub>	48,59	48,02	47,01	46,34	47,57	48,19	46,71	46,34	47,11
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,28	0,89	0,95	0,76	0,57	0,44	0,41	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,42	36,41	34,88	36,02	33,19	33,52	33,19	35,54	33,83
FeO <sub>T</sub>	2,26	2,27	0,95	0,92	2,68	2,78	2,72	3,61	3,79
MnO	0,02	0,06	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,08
MgO	0,56	0,60	0,64	0,45	0,65	0,57	0,49	0,38	0,65
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,53	0,40	0,51	0,58	0,59	0,56	0,72	0,38
K <sub>2</sub> O	10,88	10,80	10,48	10,90	11,27	11,19	11,39	10,57	11,15
<b>Suma</b>	<b>99,41</b>	<b>95,97</b>	<b>95,27</b>	<b>96,09</b>	<b>96,70</b>	<b>97,44</b>	<b>95,50</b>	<b>97,62</b>	<b>97,38</b>
Si	6,213	6,174	6,234	6,115	6,307	6,332	6,282	6,098	6,232
Ti	0,023	0,027	0,089	0,094	0,075	0,057	0,045	0,040	0,039
Al <sup>IV</sup>	1,787	1,826	1,766	1,885	1,693	1,668	1,718	1,902	1,768
Al <sup>IV</sup>	3,703	3,692	3,685	3,717	3,494	3,525	3,543	3,608	3,506
Fe	0,241	0,244	0,110	0,102	0,297	0,306	0,305	0,397	0,419
Mn	0,001	0,007	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,005	0,009
Mg	0,107	0,114	0,127	0,088	0,129	0,111	0,098	0,074	0,129
Na	0,109	0,131	0,102	0,131	0,148	0,150	0,147	0,184	0,097
K	1,775	1,772	1,773	1,835	1,906	1,876	1,955	1,774	1,882
<i>fm</i>	0,6928	0,6816	0,4641	0,5368	0,6972	0,7338	0,7568	0,8428	0,7646

Objaśnienia: MA – Małolącnik, Ł – Łopata, KK – Kopa Kondracka, TP – Tomanowy Wierch Polski; c – środek, m – brzeg

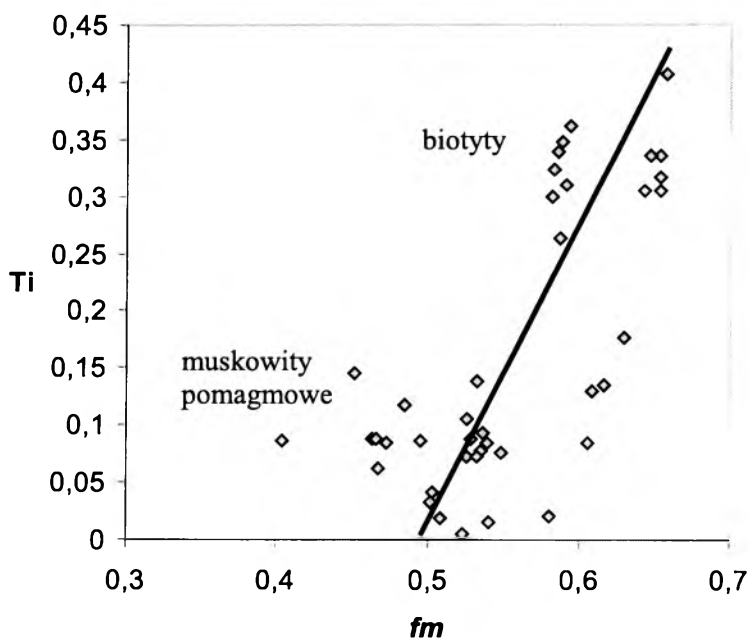


Rys. 22 a. Projektcja składu muskowitów magmowych w układzie Ti [p.f.u.] –  $fm$

C – środki kryształów, M – brzegi kryształów

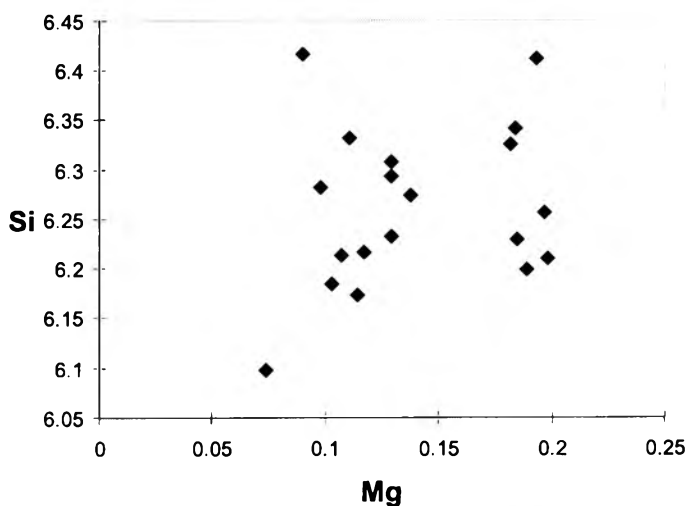
Fig. 22 a. Ti [p.f.u.] –  $fm$  plot of magmatic muscovites

C – crystal cores, M – crystal margins



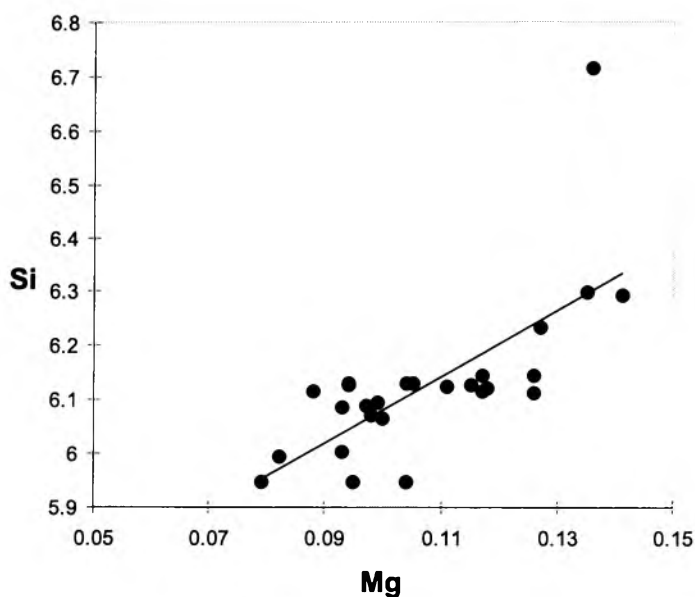
Rys. 22 b. Zależność Ti [p.f.u.] od  $fm$  dla muskowitu pomagmowego i biotyty restytowego z alaskitów i stref kontaktowych

Fig. 22 b. The relation of Ti [p.f.u.] and  $fm$  for post-magmatic muscovite and restitic biotite from alaskites and contact zones



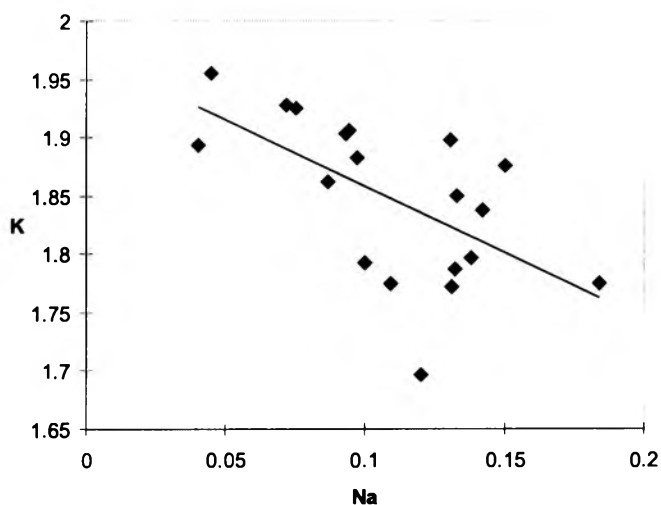
Rys. 23 a. Projekcja składu muskowitu magmowego w układzie Si-Mg [p.f.u.]. Rozproszenie punktów sugeruje brak korelacji

Fig. 23 a. Si-Mg [p.f.u.] plot of magmatic muscovite compositions. The dispersion of points suggest the lack of any correlation

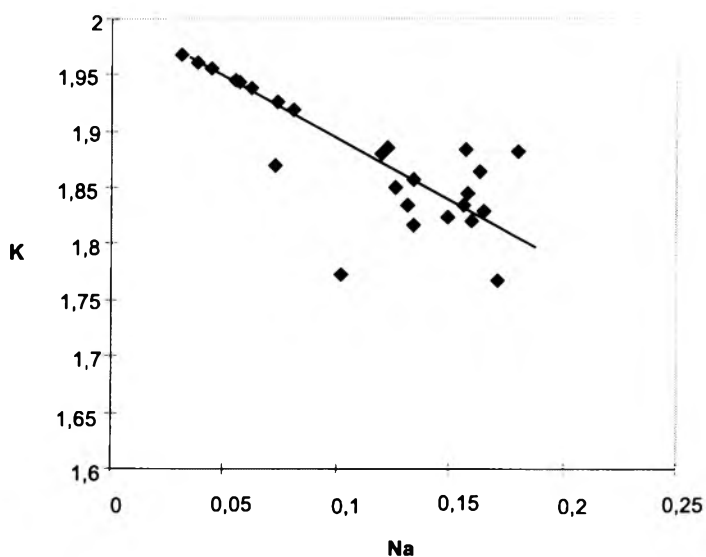


Rys. 23 b. Zależność Si-Mg [p.f.u.] dla muskowitów pomagmowych. Liniowa korelacja sugeruje znaczącą rolę podstawienia fengitowego w strukturze muskowitu

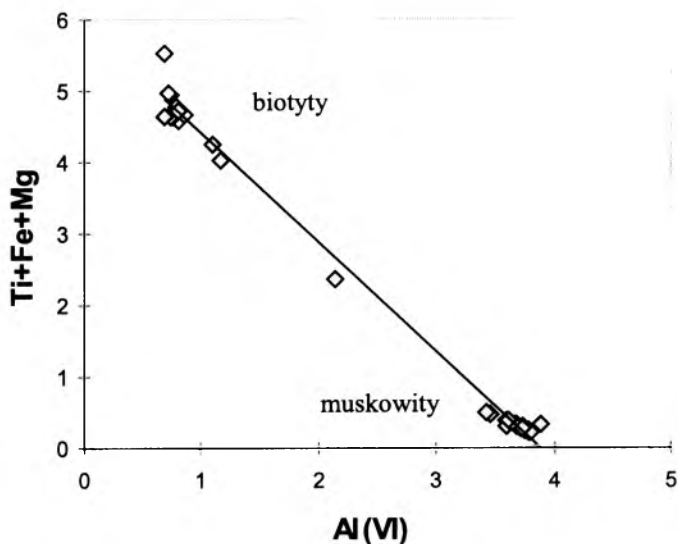
Fig. 23 b. The relation of Si-Mg [p.f.u.] for post-magmatic muscovites. Linear correlation suggests the important role of fengite substitution in the muscovite structure



Rys. 24 a. Zależność Na-K [p.f.u.] w muskowiecie magmowym. Dane statystyczne w tekście  
 Fig. 24 a. The Na-K [p.f.u.] relation in magmatic muscovite. The statistics in the text



Rys. 24 b. Zależność Na-K [p.f.u.] w muskowiecie pomagmowym. Pozostałe dane statystyczne w tekście  
 Fig. 24 b. The plot of Na versus K [p.f.u.] for post-magmatic muscovite. The other statistics in the text



Rys. 25. Zależność sumy kationów (Ti + Fe + Mg) od Al(VI) w muskowiecie pomagmowym i biotycie restytowym z alaskitów Tatr Zachodnich

Fig. 25. The plot of sum of cations (Ti + Fe + Mg) versus Al(VI) in post-magmatic muscovite and restitic biotite from the W-Tatra alaskites

## 5.4. Granaty

Granaty są mezoskopowo brunatne do krwistoczerwonych. Występują jako automorficzne kryształy o zmiennej wielkości: od 0,004 mm do 2,38 mm. Rzadziej spotyka się skorodowane lub hipautomorficzne osobniki o średnicy 0,07–0,15 mm. Zazwyczaj pojawiają się w formie agregatów rozmieszczonych liniowo na powierzchniach foliacji (fot. 15). Badaniom mikrosondowym poddano granaty z alaskitów, granaty ze stref kontaktowych oraz granaty gnejsów i migmatytów GJS nie kontaktujących bezpośrednio z alaskitami. Skład wszystkich analizowanych granatów jest zbliżony: są to almandyny z domieszką spessartynu i piropu (tab. 8 a, b, c; rys. 26). Szczegółowa analiza petrograficzna oraz mikrochemiczna granatów w poszczególnych wystąpieniach ukazuje jednak istnienie pewnych różnic. Granaty z alaskitów są z reguły mniejsze, nie zdeformowane, sporadycznie zawierają inkluzje plagioklazów i kwarcu, w przeciwieństwie do granatów ze stref kontaktowych i skał metapelitycznych GJS – posiadających liczne wrostki biotytu i plagioklazów, często spłaszczonych, hipautomorficznych. Granaty z Małolączniaka są najuboższe w częśćkę grossularową (uśredniony wzór:  $\text{Alm}_{0,68}\text{Spes}_{0,215}\text{Py}_{0,1}\text{Gr}_{0,007}$ ), z kolei granaty z Ornaku i Tomanowego Wierchu Polskiego są najuboższe w Mg, ale najbogatsze w Fe (uśredniony wzór: 59



Tabela 8 a

Przykładowe analizy mikrochemiczne granatu z alaskitów

Table 8 a

Selected microprobe analyses of garnet from the alaskites

Składnik	MA9 <sub>A1</sub>	MA9 <sub>A3</sub>	MA9 <sub>A7</sub>	MA9 <sub>B1</sub>	MA9 <sub>B2</sub>	MA9 <sub>B3</sub>	OR48 <sub>i</sub>	OR48 <sub>j</sub>	OR48 <sub>s</sub>
SiO <sub>2</sub>	36,81	37,89	36,73	36,87	36,25	36,94	36,46	36,11	36,75
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,97	21,71	21,42	21,77	21,97	21,43	21,57	21,66	21,02
FeO <sub>(T)</sub>	29,67	29,93	29,20	29,74	29,39	29,03	31,88	31,66	31,27
MgO	2,46	2,40	2,16	2,36	2,28	2,17	1,52	1,35	1,28
MnO	9,26	9,36	10,69	9,76	9,99	10,59	8,65	9,19	9,44
CaO	0,29	0,26	0,33	0,27	0,26	0,27	0,47	0,56	0,50
<b>Suma</b>	<b>100,49</b>	<b>100,77</b>	<b>100,55</b>	<b>100,77</b>	<b>100,14</b>	<b>100,43</b>	<b>100,55</b>	<b>100,55</b>	<b>100,26</b>
X <sub>Alm</sub>	67,73	67,98	65,92	67,30	66,90	66,05	72,50	71,82	71,50
X <sub>Sps</sub>	21,40	21,54	24,45	22,40	23,04	24,40	19,88	21,10	21,85
X <sub>Py</sub>	10,01	9,73	8,69	9,52	9,26	8,78	6,22	5,45	5,21
X <sub>Grs</sub>	0,83	0,75	0,94	0,78	0,76	0,78	1,40	1,60	1,46

Objaśnienia: FeO<sub>(T)</sub> – całkowite żelazo jako FeO, X<sub>Alm</sub> = Fe/(Fe+Mg+Mn+Ca), X<sub>Sps</sub> = Mn/(Fe+Mg+Mn+Ca), X<sub>Py</sub> = Mg/(Fe+Mg+Mn+Ca), X<sub>Grs</sub> = Ca/(Fe+Mg+Mn+Ca).

OR – Ormak, MA – Małolącziak.

Tabela 8 b

Przykładowe analizy mikrochemiczne granatu ze strefy kontaktowej

Table 8 b

Selected microprobe analyses of garnet from a contact zone

Składnik	W13 <sub>A1</sub>	W13 <sub>A2</sub>	W13 <sub>A3</sub>	W13 <sub>B1</sub>	W13 <sub>B2</sub>	W13 <sub>C1</sub>
SiO <sub>2</sub>	37,19	37,39	36,93	37,46	36,97	36,95
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,16	21,13	21,27	21,63	21,16	20,92
FeO <sub>(T)</sub>	29,19	28,66	28,56	28,30	28,71	28,28
MgO	2,47	2,25	2,08	2,34	2,24	2,12
MnO	9,93	10,13	10,43	10,08	10,31	10,41
CaO	0,80	0,80	0,76	0,86	0,82	0,86
<b>Suma</b>	<b>100,74</b>	<b>100,36</b>	<b>100,03</b>	<b>100,67</b>	<b>100,23</b>	<b>99,54</b>
X <sub>Alm</sub>	65,30	65,15	65,18	64,57	65,00	64,75
X <sub>Sps</sub>	22,50	23,35	24,12	23,33	23,60	24,14
X <sub>Py</sub>	9,80	9,10	8,49	9,50	9,00	8,64
X <sub>Grs</sub>	2,30	2,30	2,21	2,50	2,40	2,47

Objaśnienia: FeO<sub>(T)</sub> – całkowite żelazo jako FeO, X<sub>Alm</sub> = Fe/(Fe+Mg+Mn+Ca), X<sub>Sps</sub> = Mn/(Fe+Mg+Mn+Ca), X<sub>Py</sub> = Mg/(Fe+Mg+Mn+Ca), X<sub>Grs</sub> = Ca/(Fe+Mg+Mn+Ca).

W – Wołowiec.

Tabela 8 c

Wybrane analizy mikrochemiczne granatu ze skał metamorficznych GJS

Table 8 c

Selected microprobe analyses of garnet from the metamorphic rocks of GJS

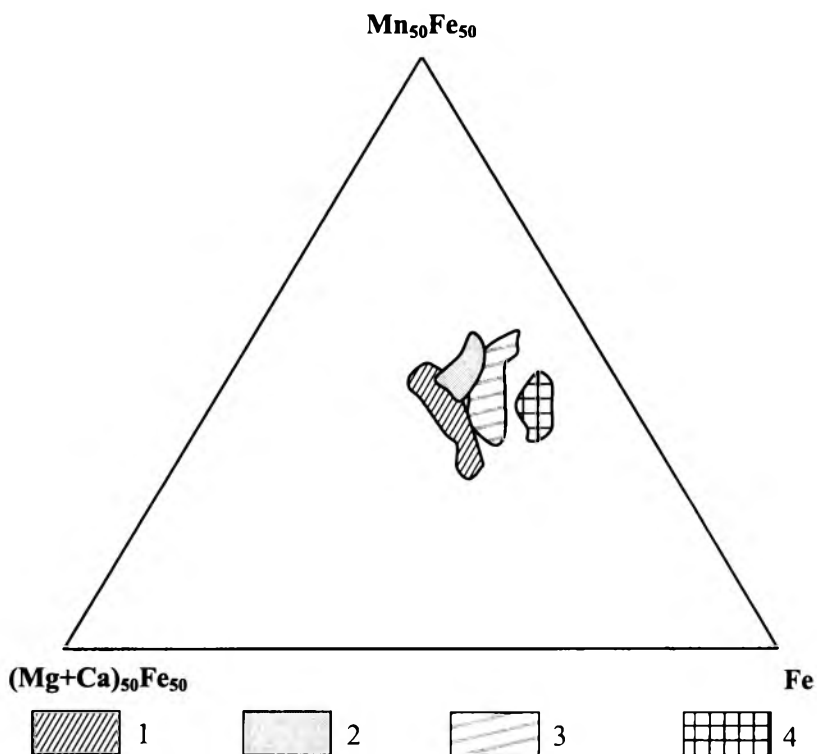
Składnik	Gn6'(c)	Gn6'(m)	M306(c)	M306(c)	M306(m)	M306(c)
SiO <sub>2</sub>	38,56	39,86	36,81	36,85	36,90	37,01
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,0	0,01	0	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,81	21,69	20,33	20,55	20,48	20,60
FeO <sub>(T)</sub>	27,30	27,92	31,23	29,36	29,42	31,34
MgO	2,50	2,12	2,94	2,34	2,23	2,97
MnO	10,06	8,27	7,14	10,07	9,76	7,33
CaO	1,16	1,13	0,97	1,01	1,15	1,13
<b>Suma</b>	<b>101,42</b>	<b>100,99</b>	<b>99,43</b>	<b>100,18</b>	<b>99,94</b>	<b>100,38</b>
X <sub>Alm</sub>	67,20	63,60	66,90	65,20	65,70	66,90
X <sub>Sps</sub>	23,40	22,40	16,30	22,70	22,10	16,30
X <sub>Py</sub>	10,10	10,00	11,60	9,30	8,90	11,60
X <sub>Grs</sub>	3,50	4,00	3,20	2,90	3,30	3,20

Objaśnienia: FeO<sub>(T)</sub> – całkowite żelazo jako FeO, X<sub>Alm</sub> = Fe/(Fe+Mg+Mn+Ca), X<sub>Sps</sub> = Mn/(Fe+Mg+Mn+Ca), X<sub>Py</sub> = Mg/(Fe+Mg+Mn+Ca), X<sub>Grs</sub> = Ca/(Fe+Mg+Mn+Ca).

Gn – gnejs, M – migmatyt.

Alm<sub>0,725</sub>Spes<sub>0,199</sub>Py<sub>0,062</sub>Gr<sub>0,014</sub>). Najbogatsze w Ca i Mg są granaty ze stref kontaktowych oraz gnejsów migmatycznych (Alm<sub>0,634</sub>Spes<sub>0,228</sub>Py<sub>0,101</sub>Grs<sub>0,037</sub>). Ogólnie niskie zawartości Ca i Mg w badanych granatach stanowią wynik niewielkich zawartości tych składników zarówno w alaskitach, jak i w skałach metamorficznych.

Strefowość w obrębie kryształów granatów jest słaba, wyrażona głównie wzrostem zawartości cząstki spessartynowej (X<sub>Sps</sub>) od środka ku brzegom kryształu i spadkiem zawartości cząstki piropowej (X<sub>Py</sub>) w tym samym kierunku. Wrostki w granacie zaburzają zwykle profil chemiczny, który zmienia się w kierunku wzrostu tak samo jak w kierunku brzegu kryształu (rys. 27). Niewielki, ale zauważalny wzrost zawartości Mn ku brzegom kryształów, z jednoczesnym spadkiem zawartości Mg w tym samym kierunku może być interpretowany jako cecha magmowego pochodzenia granatów lub rekrystalizacji w magmie. W warunkach krystalizacji z magmy peraluminowej Mg zachowuje się bowiem kompatybilnie, Mn zaś – niekompatybilnie zarówno podczas krystalizacji granatów, jak i ewolucji magmy granitowej. Zwraca uwagę fakt, iż granaty są jedynymi poważnymi nośnikami Mn zarówno w alaskitach, jak i w metapelitach, przy ogólnie niskich zawartościach tego pierwiastka (por. tab. 13).

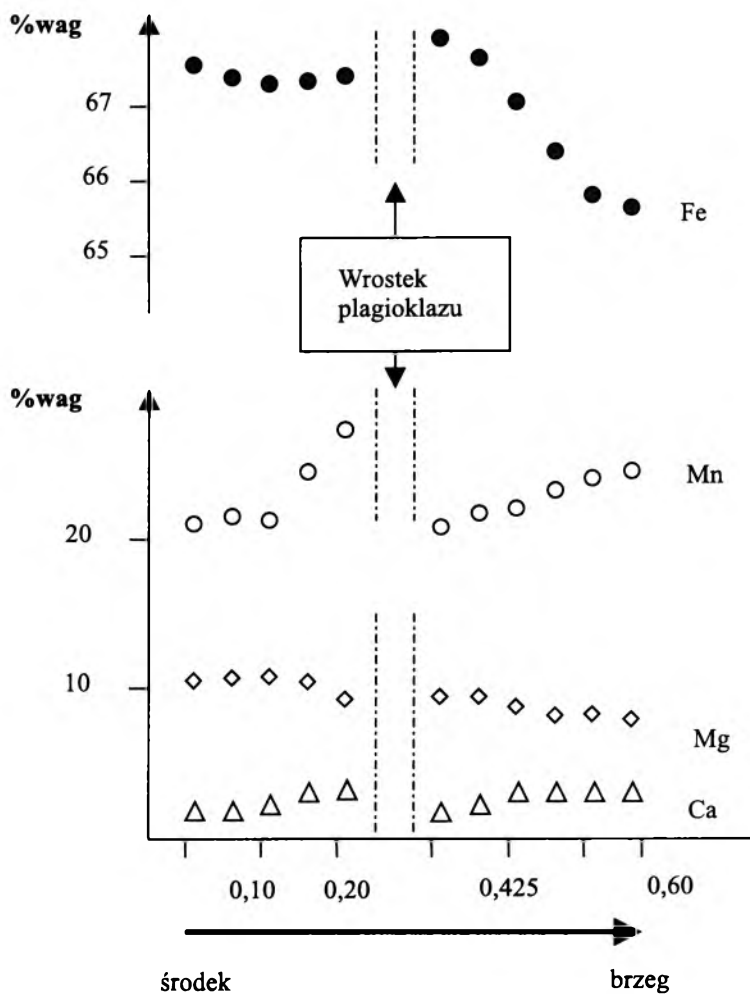


Rys. 26. Projekcja składu granatów z alaskitów i skał metamorficznych w trójkącie klasyfikacyjnym Fe – Mn<sub>50</sub>Fe<sub>50</sub> – (Mg + Ca)<sub>50</sub>Fe<sub>50</sub>

1 – granaty ze skał metamorficznych GJS, 2 – granaty ze strefy kontaktowej, 3 – granaty z alaskitów Małolężniaka i Kopy Kondrackiej, 4 – granaty z alaskitów Omaku i Tomanowego Wierchu Polskiego

Fig. 26. The plot of compositions of garnets from alaskites and metamorphic rocks in the ternary diagram Fe – Mn<sub>50</sub>Fe<sub>50</sub> – (Mg + Ca)<sub>50</sub>Fe<sub>50</sub>

1 – garnets from the metamorphic rock GJS, 2 – garnets from the contact zone, 3 – garnets from alaskites from Małolężniak and Kopa Kondracka, 4 – garnets from alaskites from Omak and Tomanowy Wierch Polski



Rys. 27. Przykładowy profil mikrochemiczny granatu z uwzględnieniem wpływu wrostka plagioklazu. Skala (w mm)

Fig. 27. The example of microchemical profile of garnet (including an influence of the plagioclase inclusion). Scale (in mm)

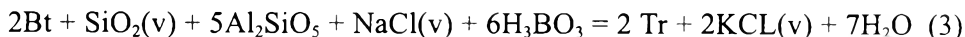
## 5.5. Turmaliny

Turmaliny tatrzańskie po raz pierwszy zostały stwierdzone i opisane w pegmatytach z Kopy Kondrackiej i Czuby Goryczkowej (Pawlica, 1914). Wzmianka o turmalinach z Przełęczy pod Kopą Kondracką znalazła się w pracy A. Michalika i Z. Kotańskiego (1960). Pierwsze współczesne analizy chemiczne wraz z wynikami badań rentgenograficznych oraz interpretacją widm Mössbauera dla prób archiwalnych zamieścili A. Pieczka i J. Kraczką (Pieczka, Kraczką, 1994). Przebadane optycznie, rentgenograficznie i termicznie przez autorkę i S. Cebulaka archiwalne próby A. Skupińskiego (1975) rzekomych turmalinów z Wołowca i Rakonia wykazały jedynie obecność minerałów ilastych zabarwionych na czarno substancją bitumiczną (por. Cebulak *et al.*, 2000).

Automorficzne turmaliny zostały stwierdzone przez autorkę w alaskitach i ich pegmatytach w profilu Trzydniowiańskiego Wierchu, Przełęczy pod Kopą Kondracką oraz na szczycie Kasprowego Wierchu. Turmaliny najczęściej występują w pobliżu kontaktu alaskitów z łupkami łyszczykowo-granatowymi lub w pobliżu enklaw łupków biotytowych zawartych w alaskitach. W profilu Długiego Uplazu turmaliny występują w łupkach łyszczykowych otaczających alaskity (fot. 16).

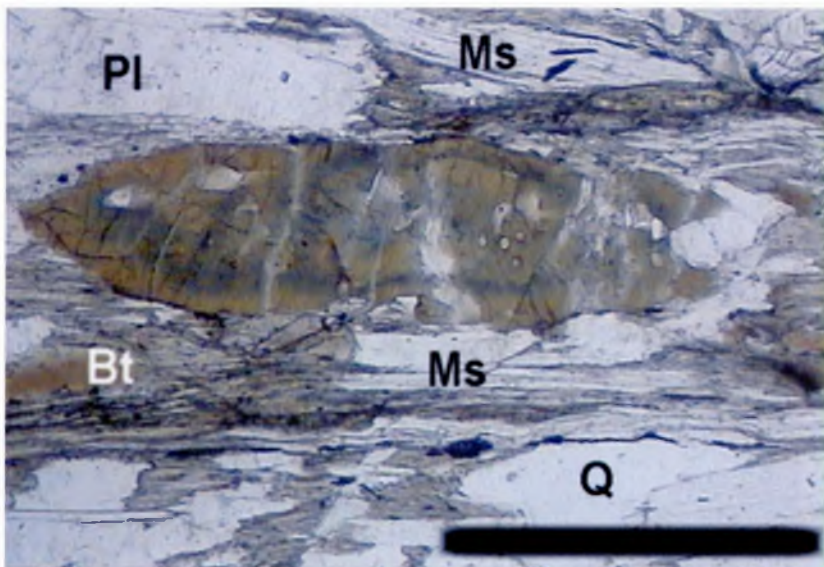
Cechy optyczne, chemiczne, rentgenostrukturalne i mössbauerowskie pozwalają badane turmaliny sklasyfikować jako kryształy mieszane szerlit-drawit, z niewielką (choć zmienną) domieszką buergerytu (Gawęda *et al.*, 1997). Strefowość mikrochemiczna turmalinów jest słabo wyrażona (fot. 17), głównie przez podstawienia kationów w pozycjach Y i Z (tab. 9).

Potencjalnym źródłem boru dla powstania turmalinu były metapelity, lokalnie wzbogacone w ten składnik. Według danych eksperymentalnych (London, 1999) w czasie topienia cząstkowego ok. 20% wag. metapelite zawierającego ok. 1% minerału – nośnika boru stop resztkowy osiągnie stężenie ok. 2% wag. B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Im niższa temperatura magmy krzemianowej, tym niższa zawartość składników maficznych (Mg, Fe) i tym samym mniejsza możliwość konserwacji B w stopie oraz zachowania równowagi krzemian (Fe,Mg) – turmalin (London, 1999). Dalszą konsekwencją braku równowagi jest „konsumpcja” najbliższych maficznych krzemianów i reakcja perytetyczna:



(Shearer *et al.*, 1986 – zmodyfikowana dla konkretnych warunków Przełęczy pod Kopą Kondracką – Pieczka *et al.*, 1996).

Sugerowany związek turmalinu z wysokoglinowymi metapelitami ubogimi w Ca (Gawęda *et al.*, 2000b) znajduje potwierdzenie w składzie chemicznym 64 skał metamorficznych Tatr Zachodnich (Kozłowski, Gawęda, 1999).

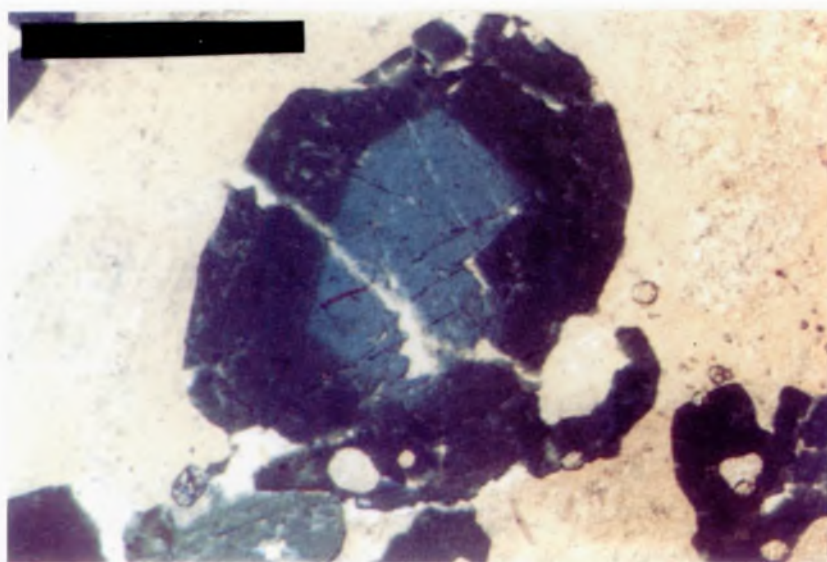


Fot. 16. Kryształ turmalinu w łupku łyszczykowym (Długi Uplaz) w pobliżu kontaktu z alaskitem

Analizator wyłączony; skala liniowa = 1 mm

Phot. 16. Tourmaline crystal in the mica schist (Długi Uplaz) near the contact with alaskite

One nicol; scale bar = 1 mm

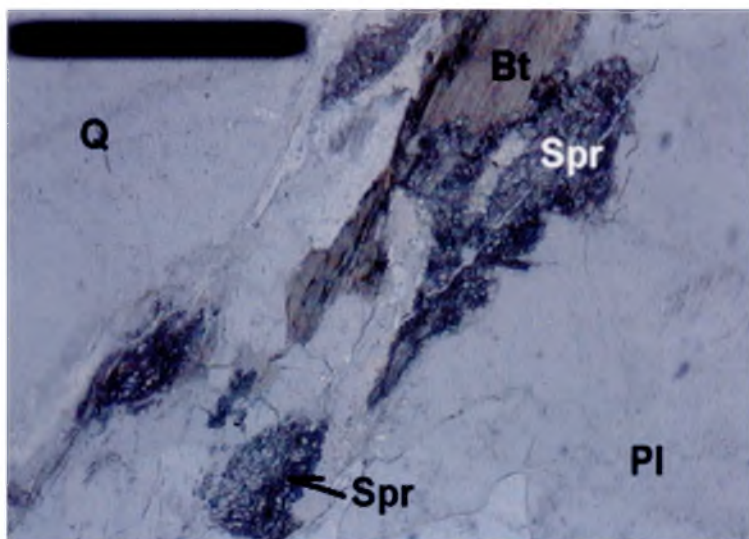


Fot. 17. Strefowość mikrochemiczna turmalinu w przekroju prostopadłym do osi słupa. Przełącz pod Kopą Kondracką

Analizator wyłączony; skala liniowa = 0.5 mm

Phot. 17. Microchemical zonation of tourmaline in the section perpendicular to the pinnacle axis. Pass below the Kopa Kondracka

One polar; scale bar = 0.5 mm



Fot. 18. Agregat safirynu (**Spr**) ( $\pm$  syllimanit) rozwijający się kosztem enklawy biotytu (**Bt**)

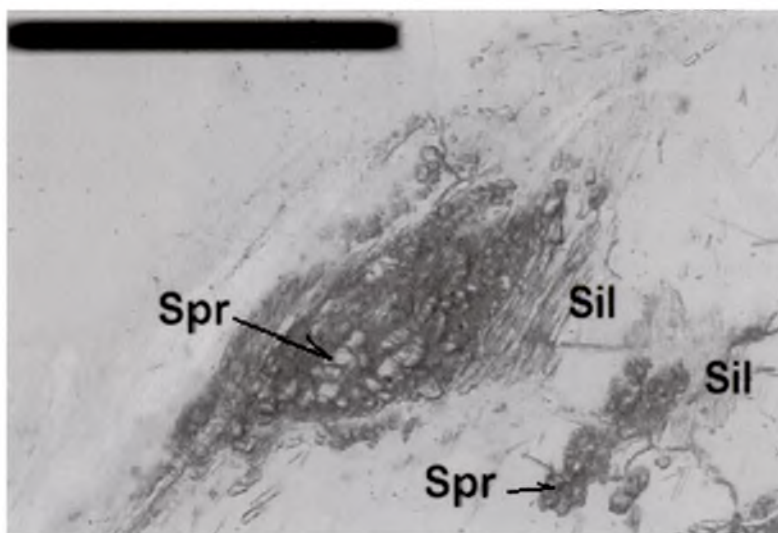
Q – kwarc, Pl – plagioklaz (okolice Kopy Kondrackiej)

Analizator wyłączony, skala liniowa = 0,1 mm

Phot. 18. Sapphire (**Spr**) aggregate ( $\pm$  sillimanite) developed in the expense of biotite (**Bt**) enclave

Q – quartz, Pl – plagioclase (vicinity of Kopa Kondracka)

One nicol; scale bar = 0.1 mm



Fot. 19. Agregat safirynu (**Spr**) otoczony igiełkami syllimanitu (**Sil**) w kryształach kwarcu

Lokalizacja jak na fot. 18

Analizator wyłączony; skala liniowa 0,05 mm

Phot. 19. Sapphire (**Spr**) aggregate, surrounded by sillimanite (**Sil**) needles in the quartz crystal. Location as Fig. 18

One nicol; scale bar = 0.05 mm

Tabela 9

Analizy chemiczne i wzory krystalochemiczne wybranych  
próbek turmalinu (przeliczone na 13 O<sup>2-</sup>)  
(analizy mokre zostały wykonane przez dr. A. Pieczkę (AGH))

Table 9

Chemical analyses and crystal-chemical formulae of selected  
tourmaline samples (recalculated to 13 O<sup>2-</sup>)  
(wet analyses were performed by dr Adam Pieczka (AGH))

Nr próbki	PKK(k)	PKK(p)	PKK(c)	TW1
Na <sub>2</sub> O	1,86	1,81	1,92	1,75
K <sub>2</sub> O	0,22	0,03	0,02	0,18
CaO	0,87	0,70	0,63	0,47
MgO	6,17	6,02	6,02	3,23
FeO	6,78	5,86	5,97	10,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,70	0,60	0,61	0,60
MnO	0,02	0,02	0,01	0,07
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,82	0,71	0,21
ZnO	0,024	nd	nd	0,17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,09	0,06	nd
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,80	33,03	32,78	33,78
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10,50	10,50**	10,50**	10,47
SiO <sub>2</sub>	35,61	36,41	36,65	35,84
H <sub>2</sub> O+*	3,10	3,10**	3,10**	3,00
F*	0,12	0,12**	0,12**	0,33
<b>Suma</b>	<b>99,63</b>	<b>99,11</b>	<b>99,10</b>	<b>100,21</b>
Na	0,599	0,581	0,616	0,565
K	0,047	0,006	0,004	0,038
Ca	0,155	0,124	0,112	0,084
Mg	1,527	1,485	1,485	0,802
Fe <sup>+2</sup>	0,941	0,811	0,826	1,428
Fe <sup>+3</sup>	0,087	0,075	0,076	0,075
Mn	0,003	0,003	0,001	0,010
Ti	0,096	0,102	0,088	0,026
Cr <sup>+3</sup>	0,010	0,012	0,008	nd
Al	6,417	6,441	6,394	6,631
B	3,009	2,999	2,999	3,010
Si	5,911	6,024	6,065	5,969
OH	3,433	3,421	3,422	3,333
F	0,063	0,063	0,063	0,174

\* składniki oznaczone metodą moką

\*\* wartość przeniesiona z próby analizowanej metodą moką

Objaśnienia: **PKK** – Przelęcz pod Kopą Kondracką, **TW** – Trzydniowiński Wierch;  
c – turmalin z centralnej części żyły, p – turmalin z przejściowej części żyły, k – turmalin  
z kontaktu z łupkiem biotytowym.



## 5.6. Syllimanit

Syllimanit został opisany po raz pierwszy jako składnik alaskitów „wyspy” Goryczkowej przez J. Burcharta (1970). Drobne włókienka syllimanitu pobiotytoowego, często przerośnięte z muskowitem i kwarcem, można spotkać w strefach przykontaktowych. Sporadycznie występują one z dala od kontaktu, rozproszone pomiędzy głównymi składnikami mineralnymi. Układ agregatów syllimanitu podkreśla kierunkową teksturę skały. Analizy mikrochemiczne dobrze wykształconych kryształów syllimanitu wykazują odstępstwa od stechiometrii w wyniku domieszek Fe (0,4–0,7% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, tab. 10). Maty spilśnionego syllimanitu (fot. 13), pospolicie występujące w wąskich strefach bezpośredniego kontaktu jako produkt rozpadu muskowitu pierwotnego i biotyту (Gawęda *et al.*, 1999a), cechują się rdzawym zabarwieniem, co znajduje potwierdzenie w podwyższonej zawartości Fe (do 6,36% wag. FeO<sub>(T)</sub> – tab. 10). Syllimanit jest zastępowany muskowitem lub palczastymi przerostami muskowitu i kwarcu (często z wrostkami grafitu – Gawęda, Cebulak, 1999).

Tabela 10

Analizy mikrochemiczne syllimanitu

Table 10

Microprobe analyses of sillimanite

Składnik	KKS <sub>1</sub>	KKS <sub>2</sub>	KKS <sub>3</sub>	KKS <sub>4</sub>	KKS <sub>5</sub>	KKS <sub>6</sub>	M <sub>306</sub> S <sub>1</sub>	M <sub>306</sub> S <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub>	39,14	39,11	41,26	38,23	38,61	38,67	38,436	37,738
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,02	0,46	0,02	0,00	0,070	0,005
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	59,45	59,32	56,82	54,54	59,41	59,38	60,084	61,802
FeO(T)	0,60	0,52	1,48	6,36	0,53	0,74	0,589	0,293
MgO	0,05	0,09	0,07	0,34	0,05	0,11	0,000	0,000
MnO	0,02	0,02	0,02	0,16	0,02	0,02	0,000	0,055
<b>Suma</b>	<b>99,28</b>	<b>99,08</b>	<b>99,22</b>	<b>100,09</b>	<b>98,64</b>	<b>98,92</b>	<b>99,179</b>	<b>99,893</b>
Si	1,071	1,080	1,168	1,059	1,064	1,013	1,041	1,019
Al	1,891	1,980	1,853	1,729	1,957	1,988	1,619	1,967
Fe	0,014	0,012	0,110	0,140	0,012	0,017	0,027	0,007
Mg	0,002	0,004	0,003	0,057	0,002	0,005	–	–
Mn	–	–	–	0,004	–	–	–	0,003
Ti	–	–	–	0,010	–	–	0,003	–

Objaśnienia: KK – Kopa Kondracka, M<sub>306</sub> – migmatyt (Smreczyński Wierch).

## 5.7. Sappiryn

Minerał ten napotkano tylko w jednej próbie alaskitu z Kopy Kondraciej. Sappiryn występuje tu razem z syllimanitem jako agregaty drobnych kryształów (fot. 18, 19) o subtelnym szmaragdowym pleochroizmie i jednokierunkowej łupliwości. Zazwyczaj ziarniste agregaty sappirynu obrasta syllimanit. Oba minerały tworzą pseudomorfozy po biotycie.

## 5.8. Tytanit

Tytanit napotkano tylko w jednej próbie, w obrębie pseudomorfozy chlorytowej po biotycie. Tworzy on automorficzne kopertowate lub igielkowate kryształy, układające się zgodnie z płaszczyznami oddzielności chlorytu. Wzór krystallochemiczny niewiele odbiega od idealnego (tab. 11).

Tabela 11

Analizy mikrochemiczne oraz wzory krystallochemiczne tytanitu z alaskitów Małolączniaka

Table 11

Microprobe analyses and crystall-chemical formulae of titanite from the alaskites of Małolączniak

Próbka	T1(c)	T1(m)	T2(c)	T2(m)	T1(s)
SiO <sub>2</sub>	30,21	30,24	30,35	29,90	30,27
TiO <sub>2</sub>	37,96	37,91	37,84	33,87	38,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,57	1,51	1,26	3,02	1,36
FeO <sub>T</sub>	0,90	1,03	0,71	2,01	0,79
MnO	0,10	0,08	0,05	0,06	0,05
MgO	0,29	0,39	0,05	1,52	0,04
CaO	27,39	27,19	27,88	25,54	27,99
<b>Suma</b>	<b>98,42</b>	<b>98,35</b>	<b>98,14</b>	<b>95,92</b>	<b>98,58</b>
Si	1,000	1,002	1,008	1,014	1,002
Al	0,061	0,059	0,049	0,121	0,053
Ti	0,946	0,945	0,946	0,864	0,949
Ca	0,972	0,966	0,993	0,928	0,993
Fe	0,025	0,029	0,020	0,057	0,022
Mn	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001
Mg	0,014	0,019	0,003	0,077	0,002

Objaśnienia: c – środek, m – brzeg, s – analiza uśredniona.

## 5.9. Grupa chlorytów pobietytowych

Biotyty, bez względu na swój charakter chemiczny i pochodzenie, dość często ulegają chlorytyzacji. Chloryty pobietytowe mają dość podobny skład chemiczny (tab. 12) i mogą być sklasyfikowane jako piknochloryty. Od ripidolitów powszechnych w skałach metamorficznych są bogatsze w Si i uboższe w Fe.

Tabela 12

Wybrane analizy mikrochemiczne chlorytu pobietytowego z alaskitów  
Tatr Zachodnich

Table 12

Microprobe analyses of selected chlorite from the Western Tatra alaskites

Składnik	OR9(c)	OR9(m)	ST1(c)	ST1(int)	ST1(m)
SiO <sub>2</sub>	36,43	36,10	36,35	35,65	35,71
TiO <sub>2</sub>	2,26	2,19	2,14	2,06	1,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,59	16,80	16,42	16,36	16,62
FeO <sub>T</sub>	15,90	15,57	15,63	16,36	16,37
MnO	0,36	0,30	0,41	0,30	0,30
MgO	11,01	10,91	10,86	11,63	11,71
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,26	0,21	0,18	0,23
K <sub>2</sub> O	10,08	9,67	10,17	9,29	9,32
<b>Suma</b>	<b>92,86</b>	<b>91,79</b>	<b>92,19</b>	<b>91,83</b>	<b>92,05</b>
Si	5,633	5,625	5,663	5,573	5,580
Ti	0,263	0,257	0,250	0,242	0,221
Al <sup>IV</sup>	2,367	2,375	2,370	2,427	2,420
Al <sup>IV</sup>	0,656	0,711	0,677	0,589	0,644
Fe	2,056	2,028	2,035	2,139	2,141
Mn	0,047	0,039	0,054	0,039	0,039
Mg	2,536	2,533	2,521	2,710	2,729
Na	0,068	0,078	0,063	0,054	0,069
K	1,988	1,922	1,980	1,853	1,861
<i>fm</i>	<b>0,4477</b>	<b>0,4446</b>	<b>0,4467</b>	<b>0,4411</b>	<b>0,4396</b>

Objaśnienia: OR – Omak, ST – Starorobociański Wierch; c – środek kryształu, int – część pośrednia, m – brzeg.

## 5.10. Cyrkon, ksenotym, monacyt i apatyt

Minerały poboczne tworzą w alaskitach bardzo ubogą populację, tym niemniej należy wyróżnić dwie odmiany cyrkonów, jedną odmianę monacytu, ksenotymu i apatyt.

Cyrkon typu A to kryształy zmetamiktyzowane, czasem silnie skorodowane, o kształtach pękatych słupków, których stosunek długości do szerokości (D/S) wynosi zwykle 3 : 2, długość zaś waha się w granicach 0,05 – 0,1 mm; sporadycznie można obserwować ziarna o długości 0,2–0,25 mm. Do cyrkonów typu B zaliczono nie zmienione, przejrzyste, długosłupowe, automorficzne kryształy cyrkonu, w których D/S waha się od 4 : 1 do 3 : 1. Długość kryształów cyrkonu typu B nie przekracza 0,1 mm. Obserwuje się też objawy nadrastania cyrkonów typu A, przy czym jądra są silnie skorodowane mechanicznie i wykazują częściową metamiktyzację. Obwódki są czyste i tworzą automorficzny pokrój zewnętrzny kryształu. Analiza jakościowa EDS wykazała tylko niewielkie podstawienia U i Th. Nie stwierdzono znaczących podstawień REE w strukturze cyrkonu.

Lokalnie obserwuje się przerosty cyrkonu i ksenotymu oraz inkluzje ksenotymu w monacycie. Przerosty te oraz odrębne ziarna ksenotymu występują w zmienionych wtórnie odmianach alaskitów (Michalik *et al.*, 2000).

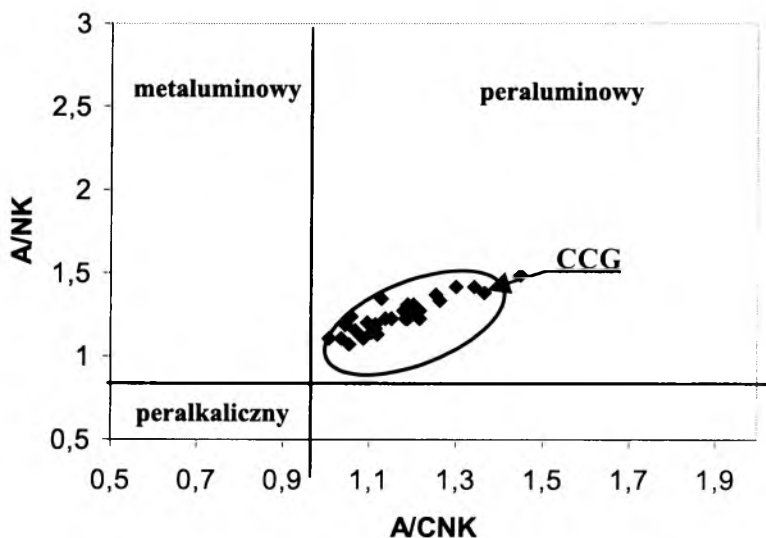
Monacyt występuje w postaci skorodowanych, częściowo zregenerowanych, owalnych ziaren. Analiza jakościowa EDS wykazała obecność Ce i La jako głównych składników, z podrzędnym udziałem Nd.

Apatyty są zwykle hipautomorficzne, rzadziej automorficzne, o kształcie pękatych słupków. Wyjątek stanowią automorficzne apatyty z grubokrystalicznych alaskitów Starorobociańskiego Wierchu. W ich strukturze analiza EDS nie wykazała istotnych domieszek. Są to przypuszczalnie niemal czyste fazy  $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3$ .

## CHEMIZM ALASKITÓW

### 6.1. Pierwiastki główne

Składnikiem o największym znaczeniu wagowym jest  $\text{SiO}_2$ , której zawartość zmienia się w przedziale 69–78% wag. (tab. 13), przy wartości średniej 74,65% wag. i średnim odchyleniu standardowym z próby  $R_x = 1,461$ . Wysoka zawartość  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12,59–15,27% wag.) sprawia, że wszystkie badane próby należą do typu peraluminowego ( $A/\text{CNK} > 1$ ;  $A/\text{NK} > 1,1$  – tab. 12). Na diagramie Shanda (rys. 28) próby alaskitów tworzą ciąg o rosnących obu wartościach. Wskaźnikiem peraluminowości według C. F. Millera (1985) jest położenie punktów projekcyjnych granitów na diagramie AFM dla skał



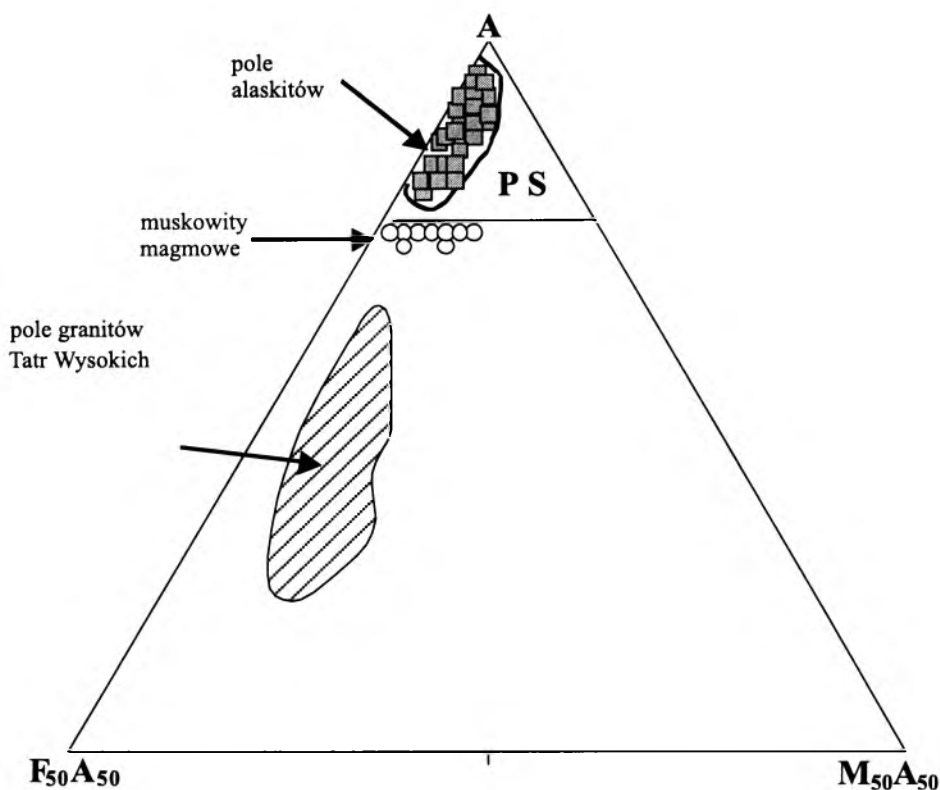
Rys. 28. Położenie próbek alaskitów na diagramie Shanda (1951)

pole CCG – granity kolizji kontynentalnych (Continental Collision Granites) wg: Maniar, Piccoli (1989)

Fig. 28. The plot of alaskite samples in the Shand's diagram (1951)

CCG – Continental Collision Granites field according to Maniar, Piccoli (1989)

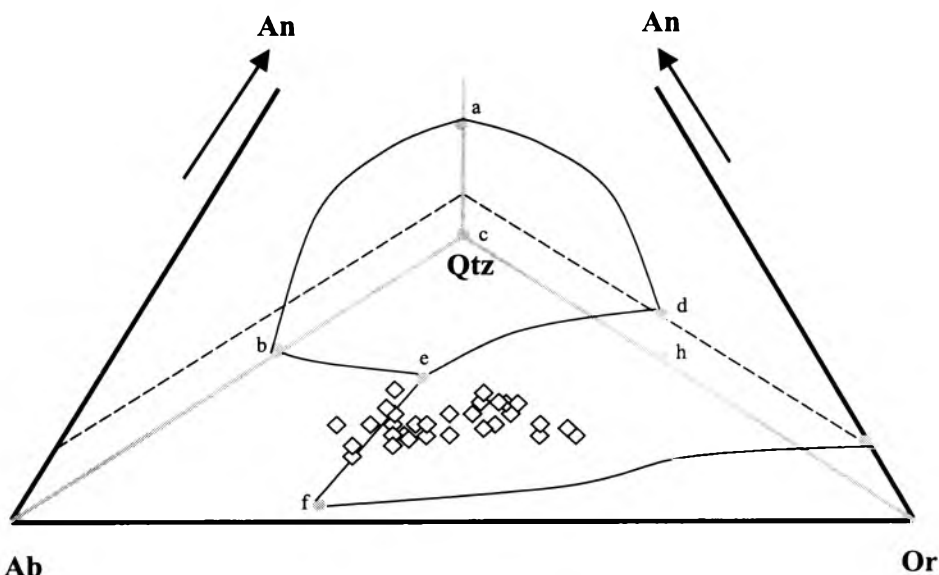
metamorficznych powyżej linii charakterystycznej dla muskowitów. Alaskity Tatr Zachodnich spełniają ten warunek, mieszcząc się w polu PS (rys. 29).



Rys. 29. Położenie próbek alaskitów na diagramie AFM (wg: Miller, 1985) z uwzględnieniem położenia muskowitu magmowego oraz granitów Tatr Wysokich. Pole granitów Tatr Wysokich wyznaczone na podstawie analiz chemicznych opublikowanych przez Kohut i Janaka (1994)

Fig. 29. The plot of alaskites in the AFM ternary diagram (Miller, 1985), including the position of magmatic muscovite and High Tatra Granites. Field of the High Tatra granites was determined on the basis of chemical analyses published by Kohut & Janak (1994)

Znikomy udział CaO (0,05–1,21% wag.), a co za tym idzie normatywnego anortytu ( $An < 1,1\%$  mol – tab. 13), sprawia, iż w układzie czteroskładnikowym Ab–An–Or–Q wszystkie punkty projekcyjne badanych chemicznie próbek leżą na powierzchni kotektycznej układu granitowego (James, Hamilton, 1969) lub poniżej tej powierzchni, w polu K-skalenia jako pierwszej fazy krystalizującej ze stopu (rys. 30). Udziały molowe K/Na mają wartości w zakresie 1,04–6,74 (śr. 2,72, jedna próbka = 0,386;  $R_x = 0,834$ ). Alaskity cechują się także znikomymi zawartościami pierwiastków „maficznych” (Fe, Mg, Mn, Ti). Lokalne podwyższenie zawartości  $Fe_2O_3$  wynika z późnohydrotermalnych impregnacji hematytom. Taki skład pozwala na traktowanie alaskitów jak niemal idealnych systemów aplogranitowych (lub haplogranitowych) oraz



Rys. 30. Projekcja składu CIPW alaskitów w czworościanie umiarowym Ab–Or–An–Q (wg: James, Hamilton, 1969)

a, b, c, d – powierzchnia oddzielająca obszar krystalizacji kwarcu jako pierwszego mineralu od obszaru o krystalizacji pierwotnych skałeni, d, e, f, g – powierzchnia eutektyczna

Fig. 30. Plot of CIPW norms of alaskites in the quaternary Ab–Or–An–Q diagram (James, Hamilton, 1969)

a, b, c, d – the boundary separating the compositions with first crystallizing silica from those crystallizing feldspars, d, e, f, g – eutectic surface

porównanie ich właściwości geochemicznych i petrograficznych z wynikami licznych prac eksperymentalnych prowadzonych w systemie aplogranitowym.

Na diagramach Harkera badane próby wykazują: słaby pozytywny trend w układzie  $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T + \text{MgO})$  versus  $\text{SiO}_2$ , negatywny trend w układzie  $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{SiO}_2$ , oraz zdecydowany negatywny trend w układzie  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  versus  $\text{SiO}_2$  (rys. 31 a, b, c).

Rys. 31 b. Pozycja alaskitów Tatr Zachodnich na diagramie dyskryminacyjnym Harkera  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ . Podział na pola klasyfikacyjne wg. Maniar, Piccoli (1989). Skróty – jak na rys. 31 a

Fig. 31 b. The plot of alaskites from the Western Tatra Mts. on the Harker's discrimination diagram –  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ . Classification fields after Maniar, Piccoli (1989). Abbreviations as in Fig. 31 a

Tabela 13

Zestawienie głównych składników chemicznych, proporcji molekularnych K/Na, składników normatywnych (CIPW) oraz A/CNK w reprezentatywnych próbkach alaskitów Tatr Zachodnich

Table 13

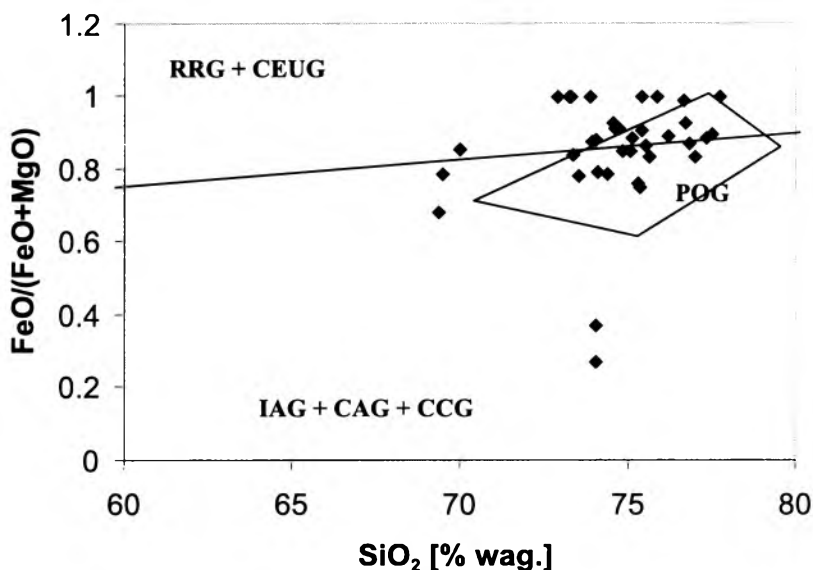
The list of main chemical components, molecular proportions of K/Na, normative components (CIPW) and A/CNK in the representative samples of alaskites from the Western Tatra Mts.

Składnik	TP1	TP2	TP3	TP4	TP5	TPals	TP17	TP19	TPas19	SW	OR1	OR2	ORZ3	OR10	OR11	OR38	OR48	Ł12	W1	W2	W3	W7	W10	W11	W13s	ST1	ŻK1	ST1/2	ST43	TW40	TW42	TW44	MA3	MA6	MA7	MA9
SiO <sub>2</sub>	73,26	72,91	70,02	77,33	75,30	74,69	76,99	76,79	77,70	73,32	74,04	74,62	73,36	75,40	76,69	75,61	76,62	75,09	73,55	74,08	74,55	75,05	74,82	75,37	75,51	69,37	76,20	69,51	69,92	77,50	74,37	75,34	73,92	73,87	74,02	75,84
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,59	0,06	0,03	0,05	0,0	0,0	0,07	0,0	0,28	0,03	0,11	0,03	0,07	0,0	0,05	0,05	0,0	0,01	0,03	0,0	0,03	0,04	0,0	0,19	0,03	0,19	0,55	0,0	0,0	0,0	0,04	0,02	0,04	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,56	14,27	14,91	12,66	13,24	14,95	14,61	12,78	12,59	14,82	14,96	14,37	13,95	13,11	12,53	13,12	13,26	14,02	15,20	14,55	15,27	14,42	14,87	13,8	14,71	16,08	13,87	16,55	15,33	13,17	14,36	14,03	14,11	13,91	14,62	13,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,66	1,25	0,06	0,50	0,69	0,62	0,44	0,56	0,73	1,64	0,68	0,48	0,54	0,74	0,28	0,82	0,37	0,19	0,28	0,51	0,21	0,58	0,52	0,34	0,6	0,05	0,54	1,10	0,83	0,27	0,34	0,24	0,46	0,87	0,47
FeO	0,71	0,0	1,12	0,98	0,17	0,0	0,25	0,17	0,10	0,0	0,0	0,0	0,39	0,19	0,26	0,18	0,0	0,25	0,22	0,53	0,0	0,26	0,21	0,17	0,17	1,01	0,60	0,96	1,70	0,09	0,18	0,18	0,33	0,08	0,09	0,0
MnO	0,0	0,0	0	0,01	0,0	0,02	0,009	0,01	0,01	0,0	0,02	0,0	0,01	0,0	0,0	0,01	0,05	0,0	0,01	0,02	0,1	0,02	0,05	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0	0	0,03	0,05
MgO	0,0	0,0	0,39	0,14	0,21	0,07	0,17	0,09	0,0	0,0	0,23	0,07	0,16	0,0	0,08	0,09	0,01	0,08	0,11	0,20	0,04	0,08	0,14	0,07	0,08	0,71	0,08	0,39	1,05	0,11	0,12	0,17	0,08	0	1,61	0,0
CaO	0,18	0,66	1,2	0,32	0,36	0,24	0,09	0,11	0,18	0,35	0,53	0,05	0,89	0,46	0,45	0,08	0,42	0,46	0,15	0,46	0,26	0,42	0,33	0,6	0,33	1,21	0,49	0,76	1,56	0,12	0,26	0,26	0,54	0,44	0,49	0,48
Na <sub>2</sub> O	2,17	3,25	3,2	2,91	2,57	4,74	2,86	3,49	2,89	4,42	4,81	2,29	3,24	2,46	2,89	2,68	3,27	4,26	5,74	4,34	4,98	4,26	3,65	4,3	4,10	5,25	6,06	5,08	4,60	3,56	4,51	4,13	3,67	3,81	4,61	4,53
K <sub>2</sub> O	7,69	7,00	5,33	4,71	5,75	4,46	5,38	5,37	4,93	4,98	2,80	7,31	5,89	5,59	4,45	6,59	5,28	3,73	4,32	4,31	3,87	4,02	4,09	4,1	3,92	4	1,23	3,92	2,63	2,77	4,68	3,94	5,69	5,46	2,52	4,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	0,18	0,20	0,08	0,10	0,07	0,11	0,10	0,10	0,08	0,05	0,09	0,06	0,15	0,07	0,07	0,08	0,08	0,2	0,09	0,18	0,17	0,2	0,15	0,09	0,12	0,1	0,16	0,13	0,09	0,15	0,12	0,09	0,18	0,20
Strata prażenia	0,55	0,60	1,42	0,89	0,73	0,72	0,89	0,65	0,67	0,50	1,15	0,86	0,81	0,73	0,65	0,89	0,56	0,66	0,99	1,19	0,87	0,50	0,72	0,71	0,73	0,88	1,02	0,85	0,96	1,5	0,99	1,11	1,72	0,68	0,85	0,30
Suma	99,21	99,44	99,61	100,28	98,94	100,73	101,94	100,01	99,80	99,22	100,54	100,33	99,38	98,57	99,96	99,60	100,41	99,05	100,56	100,17	100,44	99,42	99,66	99,89	100,07	99,4	99,78	98,86	99,57	99,80	99,84	99,67	100,46	98,82	99,93	100,14
K/Na	6,744	4,099	3,169	3,080	4,257	1,791	3,580	2,928	3,246	2,144	1,108	6,074	3,459	4,324	2,930	4,679	3,073	1,666	1,432	1,890	1,463	1,796	2,132	1,814	1,819	1,450	0,386	1,468	0,377	1,481	1,975	1,815	2,950	2,727	1,040	1,899
Q	31,27	27,45	28,88	42,23	38,18	29,76	39,12	36,07	42,33	28,48	34,43	33,42	30,46	39,75	42,94	35,08	36,75	35,74	23,4	31,64	30,74	34,63	37,93	34,16	36,49	19,98	35,92	23,07	28,47	46,88	30,07	36,37	30,11	30,72	34,97	31,77
or	46,11	41,74	32,12	28,22	34,63	26,39	31,50	31,98	29,44	29,84	16,71	43,49	35,34	33,8	26,78	39,5	31,28	22,43	25,67	25,76	22,76	24,04	24,46	24,46	23,34	24,02	7,37	23,66	15,78	16,68	28,01	23,65	34,09	32,91	15,05	26,74
ab	18,59	27,69	27,55	24,76	22,12	40,07	23,92	29,69	24,66	37,85	41,01	19,47	27,78	21,25	24,85	22,95	27,68	36,6	48,73	37,07	42,28	36,41	31,19	36,65	34,89	45,04	51,87	43,81	39,43	30,62	38,56	35,43	31,42	32,81	39,33	38,29
an	0,31	0,0	4,87	0,29	1,29	0,54	0,0	0,0	0,24	1,1	2,13	0,0	3,89	1,93	1,28	0,0	1,63	1,79	0,22	0,99	0,71	0,92	0,54	1,69	0,66	5,5	1,67	3,18	6,80	0,0	0,71	0,32	1,92	1,63	1,27	1,08
en	0,0	0,0	0,99	0,35	0,53	0,18	0,42	0,23	0,0	0,0	0,58	0,18	0,41	0	0,2	0,23	0,03	0,2	0,28	0,51	0,10	0,20	0,35	0,18	0,20	1,8	0,20	0,99	2,66	0,28	0,30	0,43	0,2	0	4,06	0,0
fs	0,51	0,0	0,05	0,0	0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,16	0	0	0,12	0,0	0,07	0,27	0,77	0,0	0,34	0,0	0	0,09	1,08	0,0	1,04	1,34	0,0	0,13	0,09	0,35	0	0	0,0
C	2,57	1,34	2,15	2,64	2,35	2,12	4,03	1,23	2,42	1,77	3,26	2,69	0,84	2,35	2,53	1,58	1,56	2,36	0,99	2,40	2,68	2,75	4,28	1,68	3,49	1,13	1,99	2,85	2,48	4,38	1,62	2,89	1,22	1,15	3,88	0,97
mt	0,44	0,0	1,85	0,0	0,47	0,0	0,83	0,58	0,0	0,0	0,0	0,0	0,71	0,54	0,65	0,41	0,02	0,55	0,28	0,41	0,0	0,31	0,76	0,47	0,50	0,88	0,01	0,8	1,62	0,36	0,40	0,50	0,35	0,2	0,27	0,0
hm	0,0	0,67	0	1,05	0,19	0,69	0,04	0,04	0,67	0,74	1,65	0,68	0	0,18	0,31	0,0	0,81	0	0,0	0,0	0,51	0,0	0,06	0,2	0,0	0	0,65	0	0	0,60	0,0	0,0	0	0,33	0,69	0,47
ilm	0,0	0,0	1,14	0,02	0,06	0,04	0,0	0,0	0,02	0,0	0,04	0,0	0,21	0,06	0,14	0,0	0,1	0,1	0,0	0,02	0,02	0,0	0,06	0,08	0,0	0,37	0,06	0,37	1,06	0,0	0,0	0,0	0,08	0,04	0,08	0,19
ap	0,20	1,11	0,4	0,44	0,18	0,22	0,15	0,18	0,22	0,22	0,18	0,08	0,2	0,13	0,33	0,13	0,15	0,18	0,18	0,44	0,2	0,40	0,38	0,44	0,33	0,2	0,27	0,22	0,35	0,20	0,20	0,33	0,27	0,2	0,4	0,44
A/CNK	1,169	1,010	1,127	1,205	1,191	1,183	1,365	1,086	1,121	1,114	1,255	1,218	1,046	1,195	1,205	1,12	1,117	1,179	1,064	1,161	1,192	1,189	1,346	1,094	1,266	1,059	1,139	1,188	1,117	1,449	1,106	1,216	1,07	1,071	1,303	1,037

Objaśnienia: TP – Tomanowy Wierch Polski, SW – Smreczyński Wierch, OR – Omak, Ł – Łopata, W – Wołowiec, ST – Starorobociński Wierch, KŻ – Krzywy Żleb (Starorobociński Wierch), TW – Trzydniowiński Wierch, MA – Małolączniak.





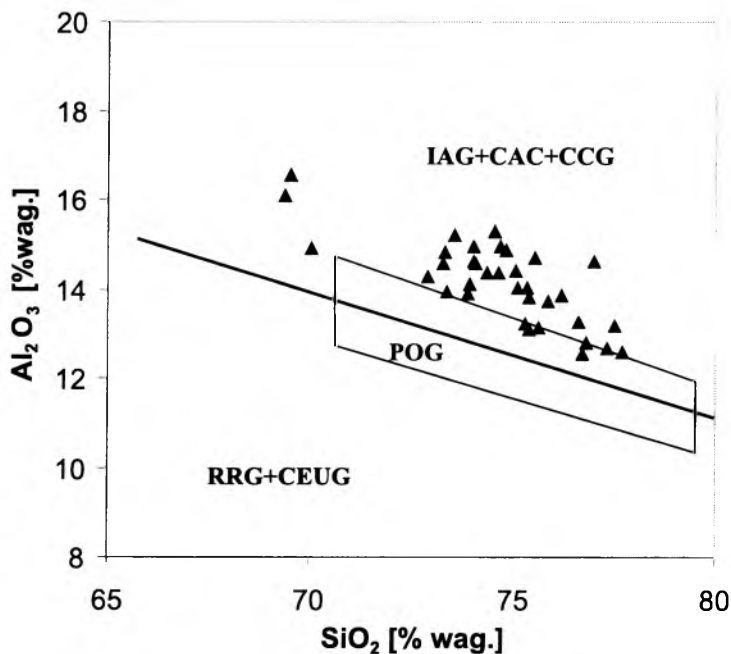


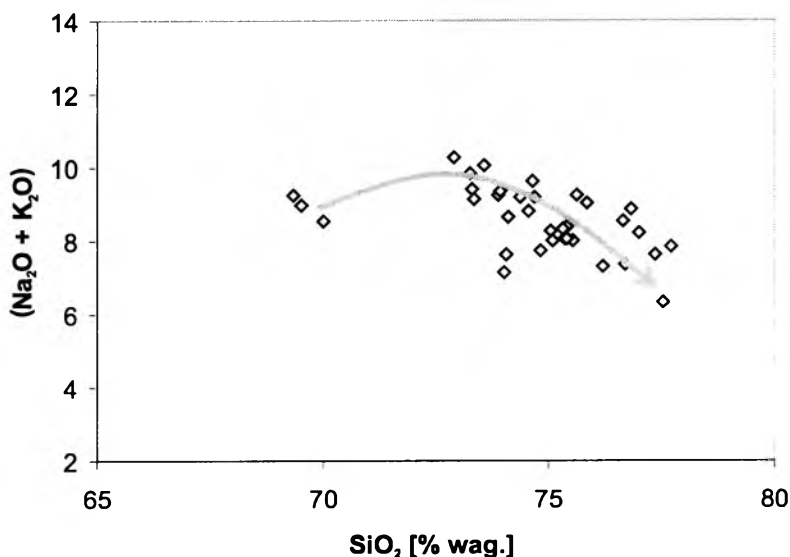
Rys. 31 a. Pozycja alaskitów Tatr Zachodnich na diagramie dyskryminacyjnym Harkera  $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ . Podział na pola klasyfikacyjne wg: Maniar, Piccoli (1989)

**RRG** – granity związane z ryftami, **CEUG** – granity kontynentalnego wyniesienia epejrogenicznego, **POG** – granity post-orogeniczne, **IAG** – granity luków wysp, **CAG** – granity luków kontynentalnych, **CCG** – granity kolizji kontynentalnych

Fig. 31 a. The plot of alaskites from the Western Tatra Mts. on the Harker's discrimination diagram  $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ . Classification fields according to Maniar, Piccoli (1989)

**RRG** – Rift-related Granites, **CEUG** – Continental Epeirogenic Uplift Granites, **POG** – Post-Orogenic Granite, **IAG** – Island Arc Granites, **CAG** – Continental Arc Granites, **CCG** – Continental Collision Granites





Rys. 31 c. Pozycja alaskitów Tatr Zachodnich na diagramie dyskryminacyjnym Harkera ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) –  $\text{SiO}_2$

Fig. 31 c. The plot of alaskites from the Western Tatra Mts. on the Harker's discrimination diagram ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) –  $\text{SiO}_2$

## 6.2. Pierwiastki ziem rzadkich

Zawartości pierwiastków ziem rzadkich (REE) są w próbach alaskitów bardzo niskie (tab. 14 a), zwłaszcza w porównaniu z występującymi nieopodal granitoidami grupy Rohaczy (por. Kohut, Janak, 1994). Diagramy normalizacyjne względem chondrytu C1 (Sun, McDonough, 1989) wykazują relatywnie płaskie rozkłady z widoczną anomalią Eu (rys. 32 a, b). Liczbową wartość anomalii Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ) wyraża wzór (Taylor, McLennan, 1985):

$$\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_{(N)} / \sqrt{\text{Sm}_{(N)} \times \text{Gd}_{(N)}} \quad (4)$$

Negatywna anomalia Eu oznacza wartości  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  poniżej 1, dla pozytywnej anomalii zaś wartości  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  są większe od jedności. Opierając się na diagramach normalizacyjnych, należy wyróżnić dwa typy alaskitów:

1. Alaskity o negatywnej anomalii Eu (rys. 32 a), których wartości  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  mieszczą się w przedziale 0,1303–0,4385 (tab. 14 b). Alaskity tego typu mają typowe cechy swej grupy. Próbkę skał pobierano z niewielkich intruzji lub względnie blisko kontaktu ze skałami osłony. W przypadku Tomanowe-

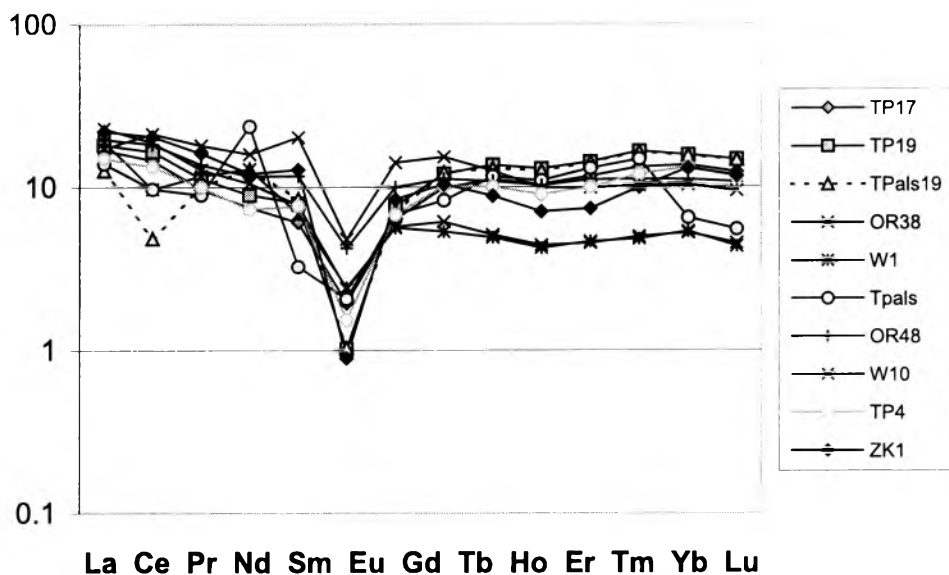
Zawartości pierwiastków ziem rzadkich (REE) dla reprezentatywnych próbek alaskiów

Tabela 14 a  
Table 14 a

The REE content in the representative alaskite samples

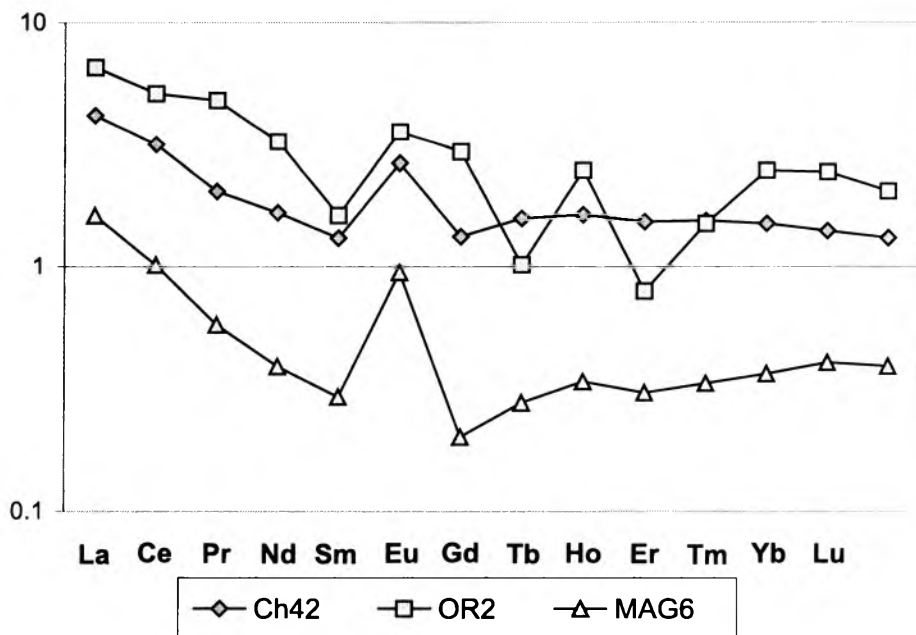
Składnik	TP1	TP17	TP19	TPas19	TP4	OR2	OR38	OR48	W1	W10	MA6	ZK1	TW42	RH*
La	3,3	3,99	4,31	3,0	3,56	4,5	4,09	4,65	4,5	5,41	1,11	5,21	2,87	28,38
Ce	6,0	9,0	10,2	3,0	8,2	9,1	13,1	11,3	6,0	11,6	1,8	12,6	5,6	66,08
Pr	0,85	0,92	1,07	0,95	0,95	1,33	1,71	1,3	1,11	1,21	0,16	1,53	0,56	nd
Nd	11,0	3,5	4,18	6,0	3,41	4,4	7,43	5,43	6,0	4,93	0,53	5,65	2,25	27,76
Sm	0,5	0,93	1,22	1,3	1,17	0,72	3,08	1,79	1,05	1,19	0,13	1,95	0,58	4,39
Eu	0,12	0,113	0,059	0,06	0,089	0,6	0,279	0,246	0,141	0,138	0,159	0,052	0,445	1,06
Gd	1,4	1,31	1,57	1,45	1,4	1,75	2,9	2,05	1,16	1,18	0,12	1,73	0,79	3,87
Tb	0,31	0,37	0,45	0,46	0,38	1,1	0,57	0,42	0,2	0,23	0,03	0,39	0,17	0,43
Dy	2,95	2,81	3,46	3,3	2,55	1,82	3,19	2,76	1,25	1,3	0,25	2,24	1,2	nd
Ho	0,62	0,59	0,73	0,71	0,51	0,23	0,56	0,58	0,24	0,25	0,05	0,4	0,25	nd
Er	2,15	1,93	2,35	2,33	1,65	1,72	1,64	1,83	0,77	0,75	0,16	1,22	0,74	nd
Tm	0,376	0,336	0,422	0,416	0,306	0,383	0,26	0,284	0,123	0,127	0,027	0,254	0,111	0,20
Yb	1,1	2,31	2,66	2,64	2,23	1,2	1,75	1,88	0,91	0,89	0,2	2,21	0,69	0,81
Lu	0,14	0,312	0,373	0,371	0,291	0,15	0,24	0,272	0,11	0,115	0,029	0,297	0,097	0,14

Objaśnienia: TP – Tomonowy Wierch Polski, OR – Omak, W – Wołowiec, TW – Trzydniwiński Wierch, RH\* – granti Rohaczy (analiza wg Kohut, Janak, 1994), nd – zawartości nie oznaczone.



Rys. 32 a. Rozkład pierwiastków ziem rzadkich (REE) normalizowanych do chondrytu C1 dla alaskitów Tatr Zachodnich (grupa I)

Fig. 32 a. The chondrite (C1) – normalized REE patterns of the Western Tatra alaskites (group I)



Rys. 32 b. Rozkład pierwiastków ziem rzadkich (REE) normalizowanych do C1 dla alaskitów Tatr Zachodnich (grupa II)

76 Fig. 32 b. The chondrite (C1) – normalized REE patterns of the Western Tatra alaskites (group II)

Tabela 14 b

Współczynniki frakcjonacji pierwiastków ziem rzadkich (REE) w alaskitach  
Tatr Zachodnich

Table 14 b

The fractionation indexes of REE in the Western Tatra alaskites

Próbka	(La/Yb) <sub>N</sub>	(Ce/Yb) <sub>N</sub>	(La/Sm) <sub>N</sub>	Eu/Eu*	(Gd/Yb) <sub>N</sub>
TPals	2,1519	1,5029	4,2608	0,4385	1,0529
TP17	1,2990	1,0735	2,7697	0,3130	0,4691
TP19	1,1622	1,0565	2,281	0,1303	0,4883
Tpas19'	0,8151	0,3131	1,4898	1,3360	0,4544
TP4	1,1451	1,0132	1,5720	0,2126	0,5194
OR38	1,6764	2,0625	0,8573	0,285	1,3709
OR48	1,7742	1,6561	1,6770	0,3926	0,9021
OR2	2,6899	2,0894	4,0348	1,5481	1,2064
W1	3,5471	1,8167	2,7667	0,3906	1,0545
W10	4,3602	3,5911	2,9349	0,3560	1,0968
MA6	3,9810	2,4797	5,5122	3,8919	0,4964
ZK1	1,6910	1,5709	1,7248	0,0866	0,6476
OR42	2,9836	2,2362	3,1945	2,0098	0,9471

Objaśnienia: Normalizacja współczynników frakcjonacji względem chondrytu CI (wg: Sun, Mc Donough, 1989).

go Wierchu Polskiego zwraca uwagę zmienność wartości liczbowej anomalii Eu w odróżnieniu od alaskitów z rejonu Wołowca.

2. Alaskity o dodatniej anomalii Eu (rys. 32 b) reprezentowane przez próbki z dużymi porfirokryształami skaleń potasowych z Małołączniaka i NW części Ornaku oraz drobnokrystaliczne alaskity z fanerokryształami K-skaleń i akcesorycznym turmalinem z Trzydniowiańskiego Wierchu. Wartości Eu/Eu\* dla trzech przebadanych prób wynoszą odpowiednio: 3,8919, 1,5481 i 2,010 (tab. 14 b).

Wydzielone typy geochemiczne alaskitów mogą być zobrazowane na diagramie: (La)<sub>N</sub>/(Yb)<sub>N</sub> versus Eu/Eu\*, gdzie wyodrębniają się jako dwa oddzielne trendy (rys. 33 a).

Frakcjonacja REE jest bardzo słaba, wyrażona wskaźnikami (La/Yb)<sub>N</sub> i (Ce/Yb)<sub>N</sub> (tab. 14 b), przy czym dominującą rolę odgrywa frakcjonacja w obrębie LREE. HREE są niemal nie sfracjonowane (Gd/Yb ≈ 1) lub wykazują nawet odwrotne tendencje (por. wartości Gd/Yb w przedziale 0,45–0,49). Jest to widoczne na diagramie (Gd)<sub>N</sub>/(Yb)<sub>N</sub> – (Yb)<sub>N</sub>, który ukazuje dwa odrębne trendy frakcjonacji HREE (rys. 33 b), nieporównywalne jednak z trendami wyróżnionymi na rys. 33 a. Mimo zauważalnych różnic geochemicznych charakterystyka pierwiastków śladowych wskazuje na jednolite źródło magmy alaskitowej (Cox *et al.*, 1984). Dowodem jest wyraźny pozytywny trend obserwowany w układzie Nb/Ce versus Nb/Th (rys. 33 c). 77

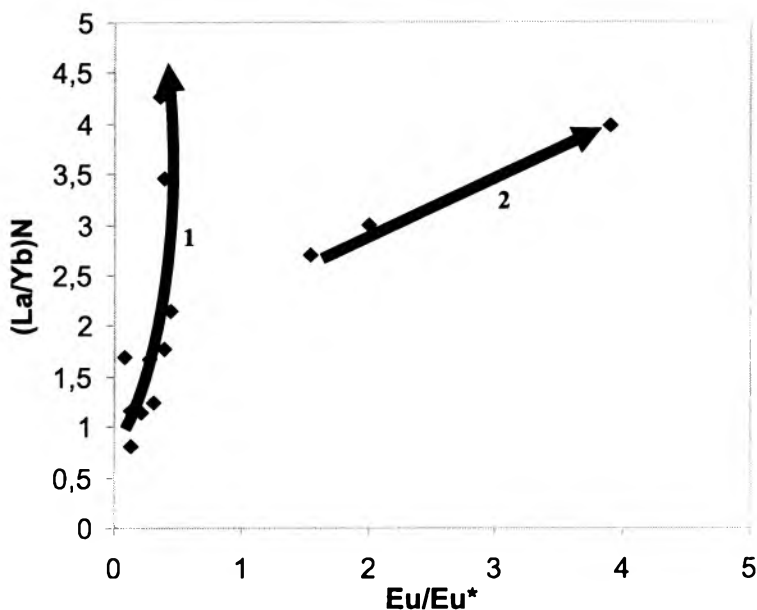
Tabela 14 c

Analizy chemiczne pierwiastków głównych i śladowych skał  
metamorficznych użytych do obliczeń ilości stopu cząstkowego

Table 14 c

Chemical composition and trace element content of metamorphic  
rocks, used as the references in the calculations of amount of partial  
melt

Składnik	GN4	S24	ORŻ6	ORŻ6'
SiO <sub>2</sub>	54,91	45,67	66,61	60,77
TiO <sub>2</sub>	2,09	1,42	0,56	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,9	23,46	16	17,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,31	12,22	4,56	6,61
MnO	0,21	0,24	0,08	0,1
MgO	4,01	4,34	2,83	2,82
CaO	3,61	0,12	2,46	2,16
Na <sub>2</sub> O	1,83	1,28	3,52	4,53
K <sub>2</sub> O	2,22	5,96	2,82	3,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,02	0,13	0,11
Strata prażenia	3,53	4,38	1,04	1,12
<b>Suma</b>	<b>99,78</b>	<b>99,11</b>	<b>100,61</b>	<b>99,80</b>
Rb	82	255	120	97
Ba	690	685	908	866
Sr	164	29	271	206
U	2,7	4	1	2
Th	7,8	14,2	8	1
Cr	18,8	132	91	56
V	134	120	138	98
Zr	285	234	199	171
Hf	7,5	6,6	4	3
Y	76	46	22	19
Nb	21	10	12	11
La	32,4	54,1	18	19
Ce	70	103	41	32
Nd	32	44	23	22
Sm	8,6	9,09	6	5,5
Eu	1,75	1,18	1,05	1,1
Tb	2	1,3	1,2	1,4
Yb	8,86	5,37	4,30	3,95
Lu	1,12	0,73	0,82	0,71

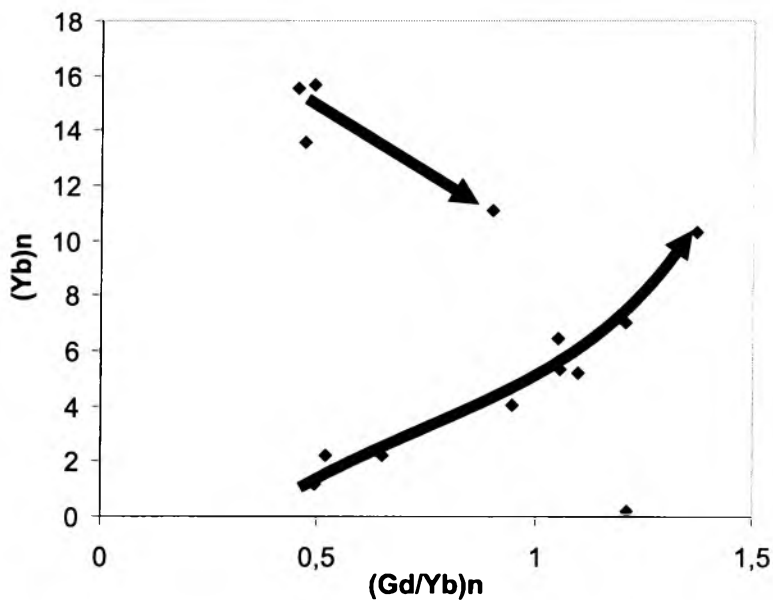


Rys. 33 a. Trendy zmienności anomalii Eu względem współczynnika frakcjonacji REE dla alaskitów Tatr Zachodnich

Trend 1 – alaskity o ujemnej anomalii Eu, trend 2 – alaskity o dodatniej anomalii Eu

Fig. 33 a. Discrimination trends of Eu anomalies *versus* REE fractionation index for the Western Tatra alaskites

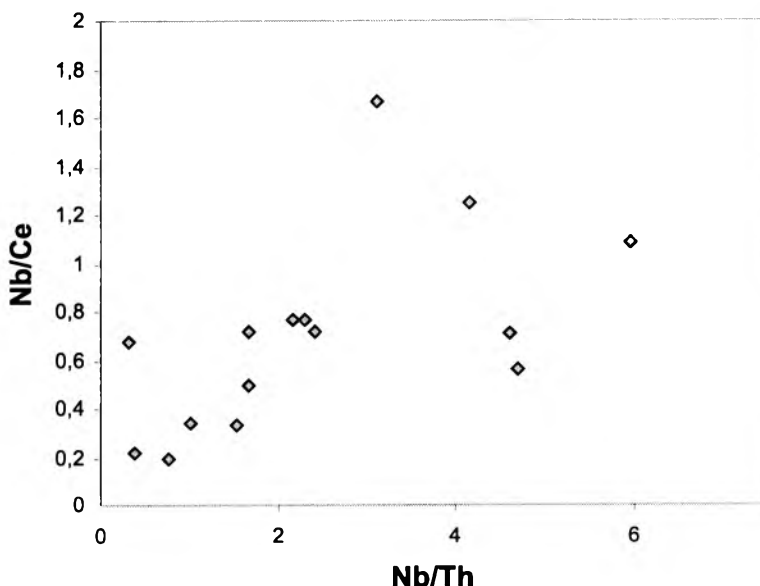
Trend 1 – alaskites with negative Eu anomaly, trend 2 – alaskites with positive Eu anomaly



Rys. 33 b. Trendy frakcjonacji HREE dla alaskitów Tatr Zachodnich

Fig. 33 b. Fractionation trends of HREE for the Western Tatra alaskites





Rys. 33 c. Trend frakcjonacji Nb/Th *versus* Nb/Ce w alaskitach

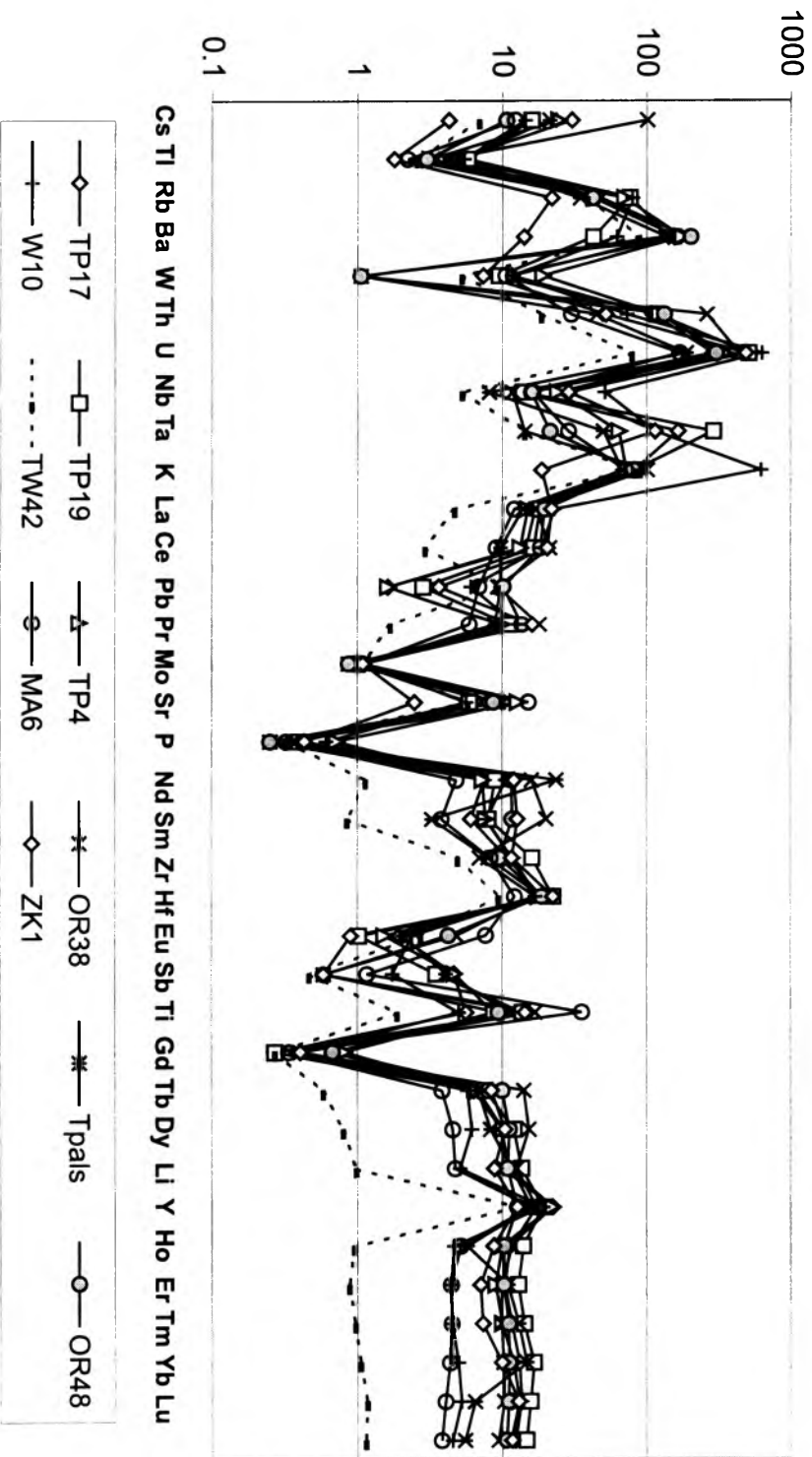
Fig. 33 c. Fractionation trend of Nb/Th *versus* Nb/Ce in alaskites

### 6.3. Pozostałe pierwiastki śladowe

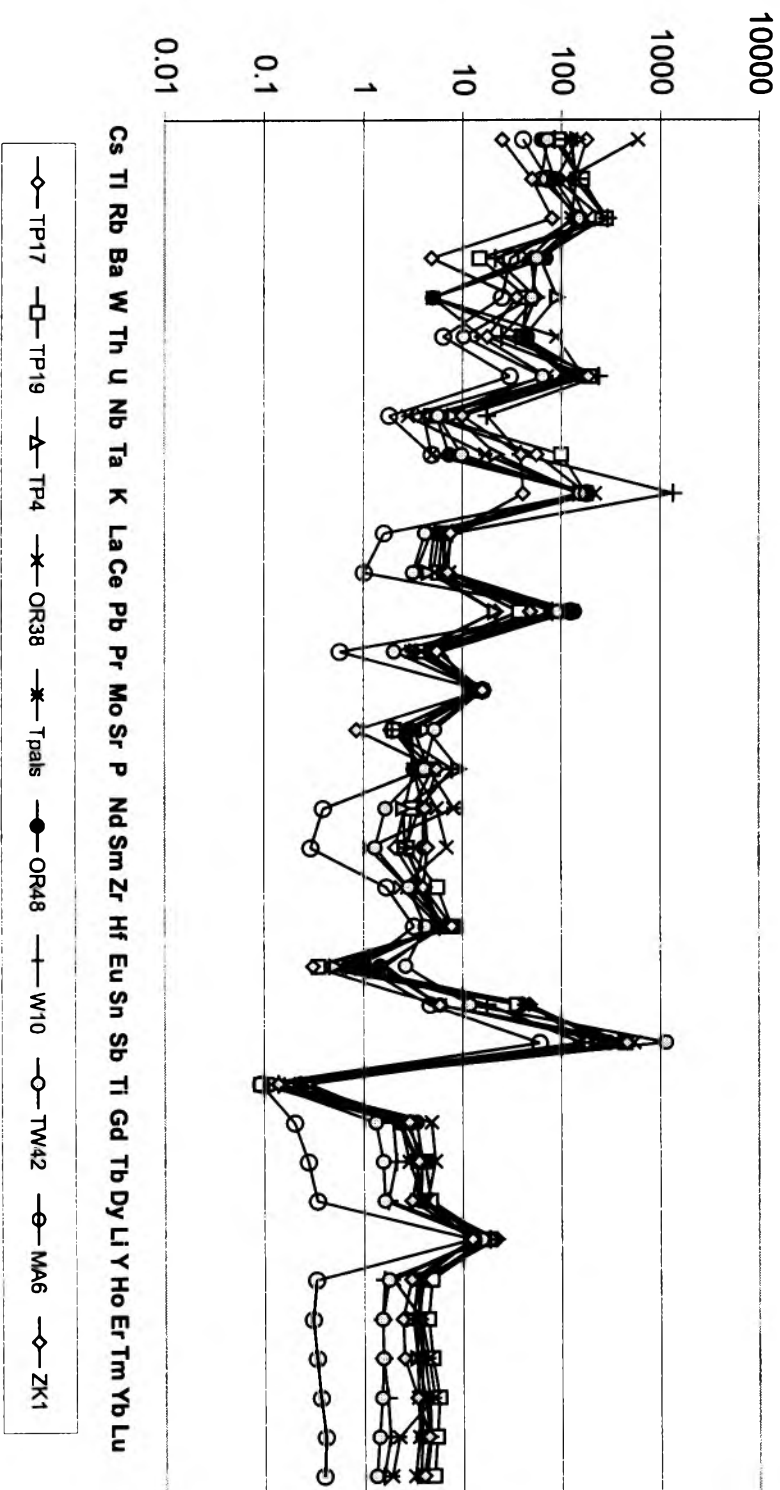
Alaskity zarówno w porównaniu ze średnią skorupą kontynentalną **Cc**, jak i z pierwotnym płaszczem **PM** wykazują bardzo niskie zawartości większości pierwiastków śladowych (rys. 34 a, b).

#### 6.3.1. Pierwiastki niekompatybilne

Pierwiastki niekompatybilne (LILE – *Large Ion Lithophile Elements* – Cs, Li, Rb, Ba, K, Sr, Th, U, LREE) są dość ruchliwe w procesach pomagmowych. Tylko niektóre z nich cechują się względnym wzbogaceniem w badanych próbach (Cs, Li, K, Th, U). Zawartości Sr niewiele odbiegają od PM, upodabniając się do LREE (rys. 34 b). Obserwuje się też: przewagę Rb nad Sr (Rb/Sr w przedziale 0,899 – 4,512; tab. 15), pozytywny trend widoczny w układzie Ba *versus* Sr i duży rozrzut punktów w układzie Rb–Sr (rys. 35 a, b). Wymienione cechy wskazują na bardzo słabą frakcjonację stopu. Wspólny trend Ba–Sr świadczy o zbliżonym dla obu pierwiastków związku z plagioklazami (Cox *et al.*, 1984; Hanson, 1978). Brak spodziewanej negatywnej korelacji w układzie Rb–Sr może być wynikiem silnego pokrewieństwa Rb z fazą lotną i sugerować odprowadzenie części Rb w czasie odgazowania magmy (Hanson, 1978).



Rys. 34 a. Diagram pajęczy dla wybranych prób alaskitów (normalizacja względem pierwotnego płaszcza)  
Fig. 34 a. Spider-diagram for the selected alaskite samples (normalization to primitive mantle)



Rys. 34 b. Diagram pajęczy dla wybranych prób alaskitów (normalizacja względem skorupy kontynentalnej)  
 Fig. 34 b. Spider-diagram for the selected alaskite samples (normalization to continental crust)

Tabela 15

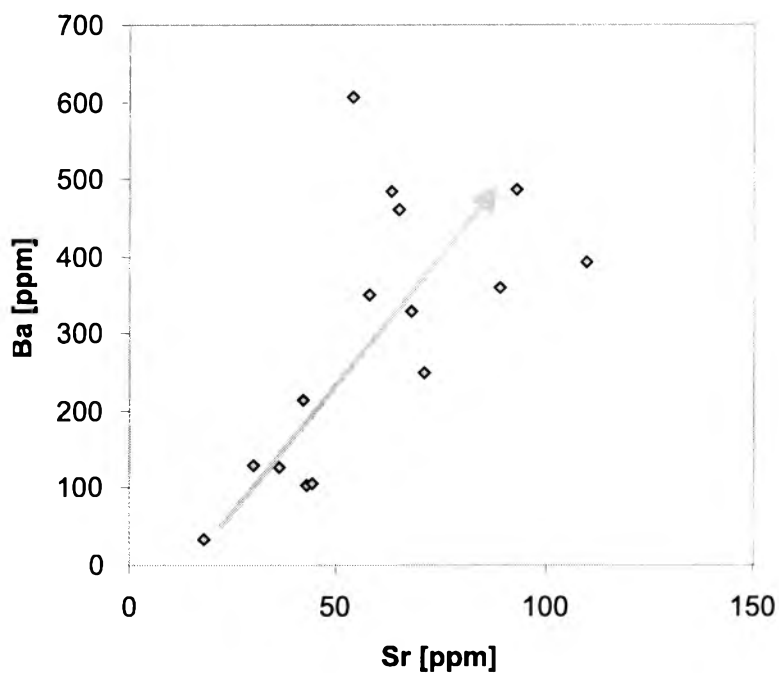
Zawartości pierwiastków śladowych (z wyjątkiem ziem rzadkich) w wybranych próbkach alaskitów Tatr Zachodnich

Table 15

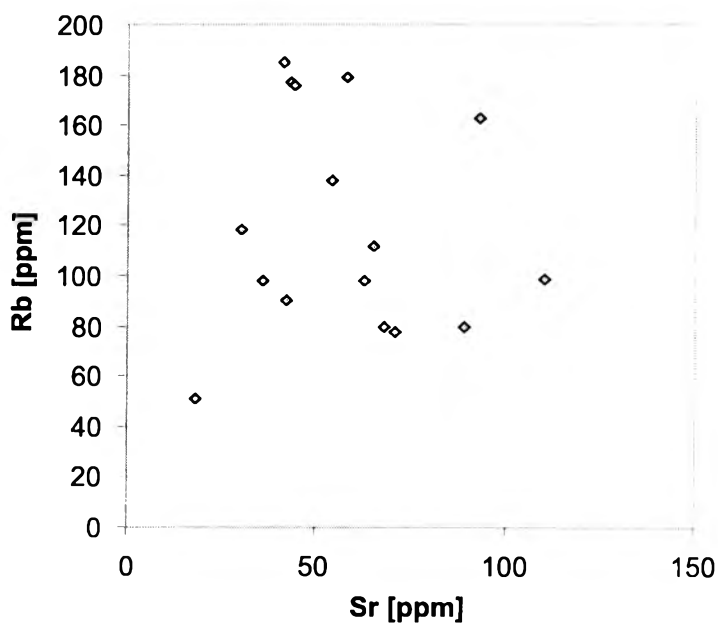
Trace elements content (excluding REE) in the selected samples of alaskites from the Western Tatra Mts.

Składnik	TP1	TP17	TP19	TPas19	TP4	OR38	OR48	OR1	OR2	TW42	TW44	W3	W10	ŻK1	MA6	MA9
Cs	4	5,7	3	nd	17	19	2	nd	nd	2,3	nd	nd	nd	15,8	1,3	nd
Li	25	35	30	30	46	19	20	nd	15	25	nd	30	15	28	30	30
Rb	80	179	177	176	163	112	98	80	138	99	98	78	185	51	90	118
Ba	330	341	103	105	486	461	485	360	607	392	127	249	150	33	213	130
Sr	68	58	43	44	93	65	63	89	54	110	36	71	41	18	42	30
Th	1,30	3,18	3,40	1,60	3,53	7,58	3,84	19,0	20,0	0,87	1,20	1,80	2,11	1,51	0,54	1,30
U	1,50	2,31	4,07	4,10	2,74	3,50	2,43	2,30	3,80	1,35	1,20	4,50	5,02	3,91	0,63	4,0
Sn	nd	8	6	5	0,30	1	1	nd	nd	2	2	nd	3	0,40	1,0	nd
Bi	nd	0,05	0,04	nd	8	0,12	0,31	nd	nd	1,02	nd	nd	0,36	1,0	0,05	nd
Ni	4	5	5	4	10	3	5	5	9	12	4	4	6	9	9	4
Cu	1	5	8	1	9	5	6	10	12	21	3	6	8	8	5	3
Zn	13	15	20	10	15	36	17	23	14	10	16	14	24	25	15	13
Pb	24	4	7	8	4	23	28	21	27	17	10	16	15	9	23	17
Ag	0,40	nd	0,40	nd	nd	0,3	0,4	nd	nd	0,4	0,4	nd	0,2	nd	0,3	nd
Tl	0,70	0,67	0,81	nd	1,80	0,56	0,42	nd	nd	0,31	nd	nd	0,76	0,70	0,36	nd
W	nd	1,10	0,90	nd	1,40	0,10	0,10	nd	nd	1	nd	nd	1,10	2,30	0,50	nd
Ga	13	16	15	16	15	18	15	19	13	18	22	14	23	22	12	14
Cr	73	19	18	41	32	18	26	64	75	17	20	19	23	33	33	26
V	6	4	3	10	4	4	10	23	12	9	6	10	6	3	4	4
Zr	31	42	62	51	51	27	37	156	10	32	21	26	45	45	19	25
Hf	2	2	2,40	2,10	1,90	1,80	2	1,80	5	1,30	1,05	1,50	1,80	2,40	1	1,70
Ge	1,90	1,70	2,20	nd	1,30	2	1,80	nd	nd	1,70	nd	nd	2,30	2,10	2,10	nd
Y	9	17,70	21,90	9	15,70	18,30	16,20	20	5	8,10	5	5	7,30	13,70	1,50	2
Nb	2	6,90	7,80	5	5,90	2,90	3,90	6	1	4	5	3	12,60	7,10	1,30	1
Ta	0,70	0,80	0,60	0,50	0,90	0,20	0,30	0,1	0,2	0,40	nd	0,30	1,60	1,60	0,20	nd
Rb/Sr	1,18	3,09	4,12	4,00	1,75	1,72	1,56	0,90	2,56	0,90	2,72	1,09	4,51	2,83	2,14	3,93

Objaśnienia: TP – Tomanowy Wierch Polski, OR – Omak, TW – Trzydniowiński Wierch, W – Wołowiec, ŻK – Krzywy Żleb, MA – Małolączniak.



Rys. 35 a. Zależność zawartości Ba względem Sr (w ppm) w alaskitach Tatr Zachodnich  
 Fig. 35 a. The relation of Ba content to Sr content (in ppm) in alaskites of the Western Tatra Mts.

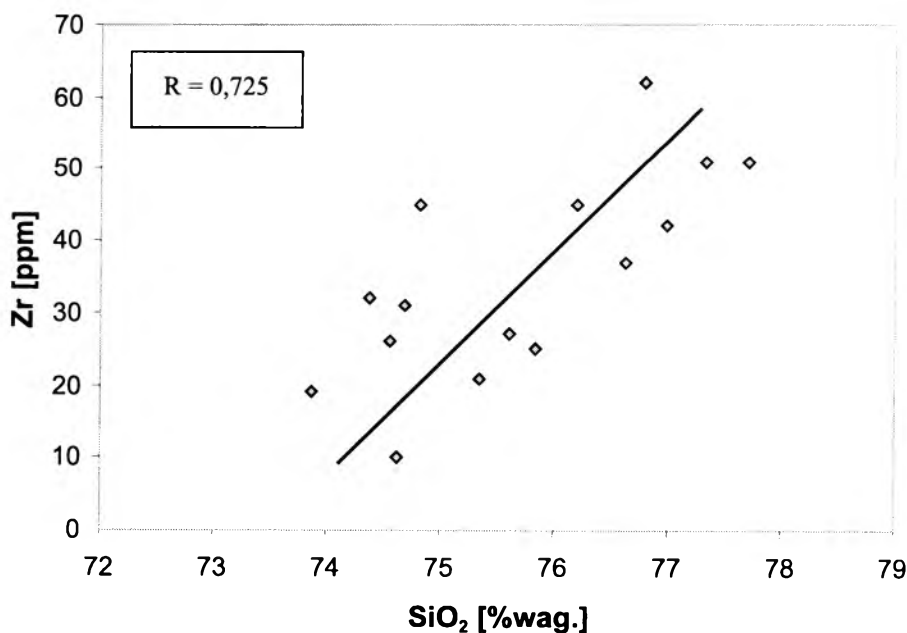


Rys. 35 b. Rozrzut punktów w układzie Sr–Rb

**84** Fig. 35 b. Points dispersion on the Sr–Rb diagram

### 6.3.2. Pierwiastki kompatybilne

Pierwiastki kompatybilne (HFSE – *High Field Strength Elements*: Nb, Ta, P, Hf, Zr, Ti, Y, HREE) wykazują znikomą ruchliwość w procesach pomagmowych (Harris, Inger, 1992; Cox *et al.*, 1984), dzięki czemu można wnioskować o pierwotnych cechach chemicznych magmy. Nośnikami tych pierwiastków są zwykle minerały podrzędne lub akcesoryczne (apatyt, cyrkon, monacyt, tytanit, granaty) oraz minerały maficzne (w tym przypadku biotyt). Znikomy udział wspomnianych faz mineralnych powoduje niskie stężenia pierwiastków z grupy HFSE w alaskitach (tab. 15). Zr wykazuje pozytywną korelację z zawartością  $\text{SiO}_2$  (rys. 36). Ponieważ Zr jako pierwiastek kompatybilny w magmie granitowej w procesie dyferencjacji powinien wykazywać odwrotną zależność. Można założyć, iż włączenie Zr do magmy o wysokich zawartościach  $\text{SiO}_2$  mogło mieć charakter mechaniczny, poprzez minerały przetrwalnikowe i/lub restytowe, a sama zależność, mimo wysokiego współczynnika korelacji  $R = 0,725$ , cechuje się dużym odchyleniem standardowym punktów i może być przypadkowa. Względne zawartości HFSE w próbkach alaskitów nie odbiegają zbytnio od ich zawartości w PM (rys. 34 b).

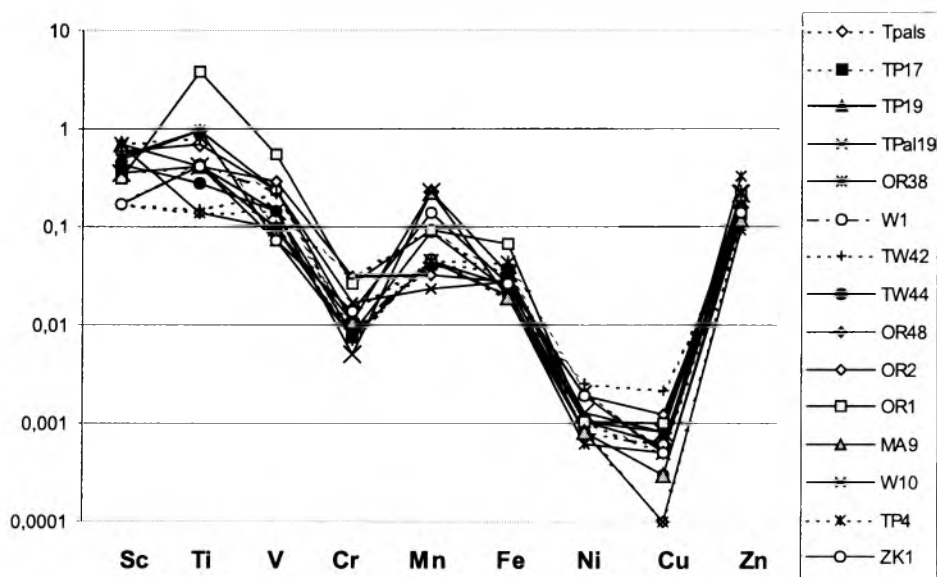


Rys. 36. Zależność Zr (ppm) –  $\text{SiO}_2$  (%wag.) dla populacji alaskitów Tatr Zachodnich. Wartość współczynnika korelacji  $R$  wynosi 0,725, przy odchyleniu standardowym 22,983

Fig. 36. The plot of Zr (ppm) versus  $\text{SiO}_2$  (%wt) for the alaskites of the Western Tatra Mts. Correlation coefficient  $R$  equals 0.725 with the standard deviation 22.983

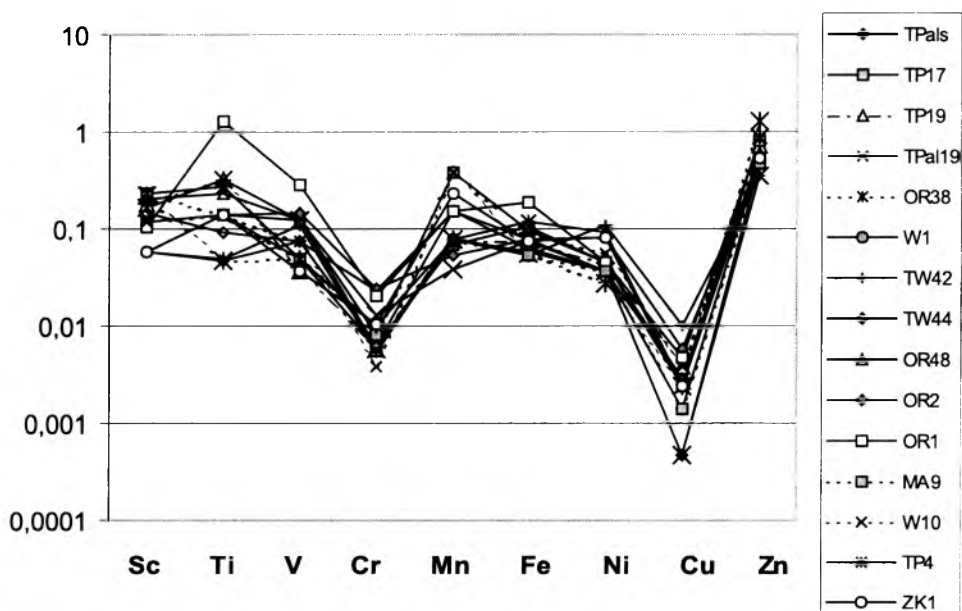
### 6.3.3. Grupa metali przejściowych

Grupa metali przejściowych (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn) to pierwiastki różniące się walencyjnością ( $+2 \Rightarrow +4$ ) i pokrewieństwem geochemicznym (zarówno kompatybilne – Mn, Co, Ni, Cu, Zn, V, Cr, jak i niekompatybilne – Sc, Ti). Normalizacja metali przejściowych względem chondrytu (C1 – rys. 37 a) oraz pierwotnego płaszcza (PM – rys. 37 b) wykazuje zubożenie pierwiastków przejściowych w magmie alaskitowej. Największe anomalie negatywne obserwuje się w przypadku Cr, Ni i Cu.



Rys. 37 a. Diagram pajęczy pierwiastków przejściowych w alaskitach (normalizacja do chondrytu C1)

Fig. 37 a. Spider diagram of transitional elements in alaskites (normalized to C1 chondrite)



Rys. 37 b. Diagram pajęczy pierwiastków przejściowych w alaskitach (normalizacja do pierwotnego płaszczu)

Fig. 37 b. Spider diagram of transitional elements in alaskites (normalized to primitive mantle)

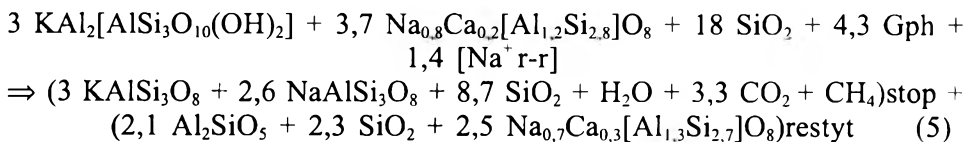


## MODELOWANIE IŁOŚCI STOPU CZĄSTKOWEGO

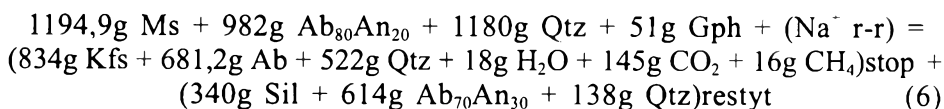
Modelowanie oparte na pierwiastkach o dużym pokrewieństwie do fazy fluidalnej (alkalia, metale ziem alkalicznych, Th, U) zazwyczaj jest obarczone dużym błędem, gdyż transfer fazy lotnej nie jest możliwy do zbilansowania, a zwykle znaczący dla genezy magmy (LeFort, 1981; Pearce *et al.*, 1984). Obliczenia podane w podrozdziale 7.1 w większości opierają się zatem na pierwiastkach niemobilnych.

### 7.1. Reakcje topienia cząstkowego

Bilans reakcji topienia wykonałam, zakładając stałą masę i zmienną objętość, co jest najczęstszym przypadkiem w warunkach metamorficznych. Obliczeń dokonałam na podstawie realnej sytuacji geologicznej strefy kontaktowej z okolic Ornaku (rys. 7) i wyznaczonych planimetrycznie proporcji modalnych minerałów. Odnośnikiem był glin, który w większości środowisk stanowi składnik niemobilny. Reakcja topienia została zestawiona dla strefy Ornaku przy wyjściowych udziałach modalnych w granicie: Kfs – 41%, Pl – 34%, Q – 25%. Po przeliczeniu ich na udziały molekularne ma ona postać:



Po przeliczeniu na udziały wagowe reakcja przedstawia się następująco:



Wynika z niej, że ze skały o proporcjach objętościowych  $Ms : Pl : Q : Gph = 35 : 30 : 33 : 2$  można „wycisnąć” 67,5% wag. stopu i 32,5% wag. restytu.

Obecnie przedstawiam symulację generacji stopu w wyniku dekompozycji muskowitu i plagioklaz dla gnejsu OR47 ( $S_o$ ), strefy kontaktowej OR46 ( $S_R^0$ ) i alaskitu OR48, pobranych z grani Ornaku.

Skała źródłowa ( $S_o$ ) ma skład: Qtz – 25%, Pl – 29%, Bt – 25%, Ms – 18%, Gph – 0,9%, Grt+Hm – 2,1%. Topienie cząstkowe angażuje Ms, część Q i cząstkę Ab. Wzbogacenie plagioklaz w cząstkę anortytową powoduje utlenienie i uruchomienie Gph. Po wytopieniu stopu cząstkowego o proporcjach objętościowych  $Kfs : Pl : Q = 41 : 34 : 25$  restyt teoretyczny ( $S_R^1$ ) przełączony na 100% obj. ma skład porównywalny z restytem realnym ( $S_R^0$ ), co ilustruje tab. 16.

Tabela 16

Porównanie składów modalnych restytu rzeczywistego ( $S_R^0$ ) i restytu teoretycznego ( $S_R^1$ ) dla próbek z grzbietu Ornaku

Table 16

The comparison of the modal compositions of real restite ( $S_R^0$ ) and theoretical restite ( $S_R^1$ ) for the samples from the Ornak Ridge

Składnik	$S_R^1$	$S_R^0$	Rx
Biotyt	38,5	34,51	1,99
Plagioklaz	36,2	39,04	1,42
Kwarc	15,8	17,01	0,605
Syllimanit	6,2	6,2	0
Grafit	0,1	0,1	0
Grt+Hm	3,2	3,14	0,03
Średnie Rx z próby			0,695

Rx – odchylenie standardowe.

Z proporcji składników obecnych w stopie, skale wyjściowej i residuum można obliczyć, jaka ilość stopu zostanie utworzona ze skały o danym składzie mineralnym. W tym konkretnym przypadku jest to 22,2% wag. stopu, czyli (zakładając gęstość stopu wynoszącą 2,2 g/cm<sup>3</sup>, a gęstość skały metamorficznej 2,95 g/cm<sup>3</sup>) 27,67% obj. stopu granitowego. Istotne znaczenie ma ilość i charakter składników lotnych. Obliczona zawartość sumy składników lotnych w stopie to 8% wag., z czego CO<sub>2</sub> = 6,5% wag., H<sub>2</sub>O = 0,8% wag., a CH<sub>4</sub> = 0,7% wag. Udziały poszczególnych składników w fazie lotnej stopu oblicza się następująco:

$$X_{H_2O} = \%H_2O / (\%H_2O + \%CO_2 + \%CH_4),$$

$$X_{CO_2} = \%CO_2 / (\%H_2O + \%CO_2 + \%CH_4),$$

$$X_{CH_4} = \%CH_4 / (\%H_2O + \%CO_2 + \%CH_4).$$

Wyniki obliczeń prezentuje tab. 17.

Tabela 17

Obliczone (na podstawie reakcji (4) i (5)) udziały molekularne i wagowe składników lotnych magmy alaskitowej

Table 17

Calculated (basing on reactions (4) and (5)) molecular and weight proportions of volatile components of the alaskite magma

Składniki lotne	Udziały molekularne	Udziały wagowe
$X_{H_2O}$	0,19	0,10
$X_{CO_2}$	0,62	0,81
$X_{CH_4}$	0,19	0,09

## 7.2. Modelowanie ilości stopu na podstawie pierwiastków śladowych

**Metoda I.** W procesie modelowania ilości stopu cząstkowego założyłam wykorzystanie topienia typu *batch melting* polegające na tworzeniu się stopu cząstkowego w warunkach ciągłych reakcji z zachowaną równowagą, ze stałym residuum mineralnym. Proces trwa do momentu, gdy warunki mechaniczne pozwolą na ucieczkę pojedynczego „bąbla” stopu ze źródła. Oddzielona porcja stopu nie „komunikuje się” potem ze źródłem, a więc występuje brak między nimi równowagi ciągłej.

Stężenie pierwiastków śladowych w procesie typu *batch melting* jest opisane równaniem:

$$C_L^x / C_o^x = 1 / [D_{RS}^x + F(1 - D_{RS}^x)], \quad (7)$$

gdzie  $C_L^x$  oznacza stężenie pierwiastka x w wygenerowanym stopie cząstkowym,  $C_o^x$  jest stężeniem pierwiastka x w źródle, F określa procentową ilość stopu,  $D_{RS}^x$  zaś to całkowity współczynnik rozdziału stop/ciało stałe dla pierwiastka x (Cox et al., 1979).

Wartość całkowitego współczynnika rozdziału  $D_{RS}^x$  można określić równaniem wiążącym proporcje modalne lub wagowe minerałów oraz współczynniki rozdziału dla poszczególnych faz mineralnych:

$$D_{RS}^x = D_{M1} \cdot N_1 + D_{M2} \cdot N_2 + D_{M3} \cdot N_3 + \dots + D_{Mi} \cdot N_i, \quad (8)$$

gdzie:  $D_{Mi}$  jest współczynnikiem rozdziału D dla danego minerału  $M_i$ ,  $N_i$  jest udziałem modalnym/wagowym minerału  $M_i$  w skale.

Rozpatrując w zależności od przyjętej formuły udziały modalne lub wagowe minerałów, w efekcie obliczeń otrzymamy % obj. lub % wag. stopu.

Posługując się równaniem (8), udział stopu F obliczamy z zależności:

$$F^x = (C_o^x - D_{RS}^x C_l^x) (1 - D_{RS}^x) / C_l^x (1 - D_{RS}^x). \quad (8a)$$

Ważnym zagadnieniem w każdym modelowaniu jest zdefiniowanie skały źródłowej i znalezienie w terenie jej odpowiednika. Obliczenia wykonałam dla dwóch modelowych obszarów o dobrze rozpoznanych relacjach alaskitów do skał otoczenia oraz na podstawie szczegółowych analiz chemicznych zarówno skał źródłowych, jak i alaskitów. Pod uwagę wzięłam głównie pierwiastki ziem rzadkich, pierwiastki przejściowe i pierwiastki kompatybilne. Uwzględniłam współczynniki rozdziału rozważanych pierwiastków – według W. P. Nasha i H. R. Crecrafta (1985) – dla plagioklazu, K-skalenia, kwarcu i biotyту w magmach kwaśnych oraz – według A. G. Irvinga i F. A. Freya (1978) – dla granatu w magmach kwaśnych.

### Tomanowy Wierch Polski–Smreczyński Wierch

A. Migmatyczna strefa brzeżna intruzji alaskitowej cechuje się dużym udziałem rezydualnych minerałów metamorficznych, niemal nie roztrawionych chemicznie, a zdyspergowanych fizycznie. Obliczenia wykonałam, przyjmując jako źródło gnejs GN4, reprezentatywny dla górnej jednostki strukturalnej (por. tab. 14 c), oraz próbkę alaskitu TP17 (tab. 14 a, 15) o proporcjach modalnych istotnych dla modelowania składników mineralnych: Kfs – 23,4%, Pl – 18,1%, Q – 47,6%, Bt – 1,6%, Grt – 0,2%. Wyniki obliczeń współczynników rozdziału oraz % obj. ilości stopu ilustruje tab. 18 a.

Tabela 18 a  
Zestawienie obliczonych współczynników rozdziału  $D_{RS}$   
oraz odpowiadających im wartości % obj. stopu (F) dla alaskitów strefy brzeżnej Tomanowego Wierchu Polskiego

Table 18 a  
The list of calculated distribution coefficients  $D_{RS}$  and  
adequate values of volume percents of melt (F) for the  
alaskites from the border zone of the Tomanowy Wierch

Polski			
$D_{RS}^Y$	0,50258	$F^Y$	4,24%
$D_{RS}^{Zr}$	0,060267	$F^{Zr}$	6,77%
$D_{RS}^{Cr}$	0,32180	$F^{Cr}$	6,70%
$D_{RS}^{Sr}$	4,10036	$F^{Sr}$	12,70%
$D_{RS}^{La}$	0,202558	$F^{La}$	7,82%
$D_{RS}^{Ce}$	0,140307	$F^{Ce}$	7,64%
$D_{RS}^{Nd}$	0,135675	$F^{Nd}$	9,01%
$D_{RS}^{Sm}$	0,114193	$F^{Sm}$	9,13%
$D_{RS}^{Eu}$	3,145131	$F^{Eu}$	12,34%
$D_{RS}^{Lu}$	0,162332	$F^{Lu}$	7,84%
		wartość średnia	8,88%

U w a g a: Do obliczenia wartości średniej odrzucono skrajnie niskie wartości  $F^Y$ .

B. Analogiczne obliczenia dla alaskitu **TP1** ze szczytu Tomanowego Wierchu Polskiego, wolnego od składników rezydualnych i o proporcjach minerałów: Kfs – 27,7, Pl – 31,4, Qtz – 36,3 oraz gnejsu silnie biotytowego ze Smreczyńskiego Wierchu, przedstawia tab. 18 b.

Tabela 18 b

Zestawienie obliczonych współczynników rozdziału  $D_{RS}$  oraz odpowiadających im wartości % obj. stopu (F) dla alaskitów ze szczytu Tomanowego Wierchu Polskiego

Table 18 b

The list of calculated distribution coefficients  $D_{RS}$  and corresponding values of volume percents of melt (F) for the alaskites from the summit of the Tomanowy

Wierch Polski

$D_{RS}^{Th}$	0,0247297	$F^{Th}$	7,94%
$D_{RS}^{Zr}$	5,0757	$F^{Zr}$	25,43%
$D_{RS}^U$	0,05161	$F^U$	25,89%
$D_{RS}^{Ti}$	0,0295064	$F^{Ti}$	21,85%
$D_{RS}^{La}$	0,14708	$F^{La}$	21,91%
$D_{RS}^{Ce}$	0,099277	$F^{Ce}$	21,01%
$D_{RS}^{Nd}$	0,079326	$F^{Nd}$	20,78%
$D_{RS}^{Sm}$	0,063883	$F^{Sm}$	16,07%
$D_{RS}^{Eu}$	2,956517	$F^{Eu}$	13,86%
$D_{RS}^{Lu}$	4,31483	$F^{Lu}$	5,83%
		wartość średnia	20,85%

U w a g a: Przy obliczeniu wartości średniej odrzucono skrajnie niskie wartości  $F^{Th}$  i  $F^{Lu}$

**Metoda II.** Obliczenia są oparte na porównaniu pierwiastków silnie koncentrujących się w residuum, jak: Fe, Mg, Ti, Cr, Ni, V, Sc, Zn (S a w y e r, 1998). Według równania bilansu materii (J u n g *et al.*, 1999):

$$C_o^x = F^x \cdot C_L^x + (1 - F^x)C_R^x, \text{ stąd: } F^x = (C_o^x - C_R^x)/(C_L^x - C_R^x) (4^*)$$

gdzie:  $C_o^x$  jest stężeniem pierwiastka x w skale źródłowej,  $C_L^x$  – stężeniem pierwiastka x w stopie leukokratycznym (leukosomie),  $C_R^x$  – stężeniem pierwiastka x w skale rezydualnej, F – ilością stopu cząstkowego.

Duże uproszczenia dokonane przez autorów w zamieszczonych w cytowanej pracy równaniach, sprawiają, iż obliczenia te mają charakter przybliżony, tym niemniej pozwalają się zorientować w zasięgu procesu topienia cząstkowego.

Obliczenia wykonałam dla skał ze szczytu Tomanowego Wierchu Polskiego (**TP1**) i dwu skał z rejonu Smreczyńskiego Wierchu, odpowiadających skale źródłowej (gnejs **GN4**) i skale rezydualnej (łupek **S24**). Obliczone udziały stopu wynoszą odpowiednio (w % wag.):

$F_{Fe} = 23\%$ ,  $F_{Mg} = 18,5\%$ ,  $F_{Ti} = 2\%$ ,  $F_{Cr} = 19,8\%$ ,  $F_{Ni} = 20,2\%$ ,  $F_Z = 36,5\%$ ,

**92**  $F_V = 40,6\%$ .

Po odrzuceniu wartości skrajnych ( $F_{Ti}$  i  $F_V$ ) średnia wartość wynosi 23,6% wag. stopu, czyli 29,3% obj. stopu.

Analogiczne obliczenia wykonane dla alaskitów ze szczytu Ornaku (OR38), gnejsu silnie biotytowego jako skały rezydualnej (ORŻ6') i gnejsu plagioklazowo-biotytowego (ORŻ6) jako skały źródłowej dały następujące wartości:  $F_{Fe} = 33,6\%$ ,  $F_{Mg} = 3\%$ ,  $F_{Ti} = 32,1\%$ ,  $F_{Cr} = 32,9\%$ ,  $F_V = 32,1\%$ ,  $F_{Ni} = 11,6\%$ ,  $F_{Zn} = 35,4\%$ . Po odrzuceniu wartości skrajnych ( $F_{Mg}$ ) średnia z pozostałych wynosi 29,6% wag. stopu, czyli 36% obj. stopu granitowego.

### 7.3. Modelowanie składu magmy i restytu oparte na pierwiastkach głównych

Modelowanie oparte na pierwiastkach głównych zwykle obarczone jest sporym błędem, ponieważ w większości są to składniki ruchliwe w warunkach magmowych, pomagmowych i metamorficznych. Ze względu na duże podobieństwo składu chemicznego badanych próbek alaskitów oraz stwierdzenie, jakie skały można traktować jako restyt (por. rozdział 7.2), przedstawiam próbę jakościowego modelowania składu chemicznego restytu na podstawie metody sprawdzonej w przypadku bilansu materii migmatytów (Bryan *et al.*, 1969; Olsen, 1984), o skuteczności potwierdzonej w przypadku migmatytów Tatr Zachodnich (Burda, Gawęda, 1997).

Metoda polega na porównaniu systemu realnego i hipotetycznego, co można zapisać równaniem:

$$M_R + EM = M_x V_x + M_v V_v, \quad (5^*)$$

gdzie:  $M_R$  – ilość materii w systemie rzeczywistym; EM – masa nadmiaru;  $M_x$ ,  $M_v$  – masa systemu hipotetycznego;  $V_x$ ,  $V_v$  – objętość systemu hipotetycznego.

Wartość EM (wg: Olsen, 1984) jest zdefiniowana jako suma kwadratów odchyleń standardowych dla wszystkich głównych składników chemicznych (w tym przypadku – tlenków). W idealnym przypadku zgodności systemów teoretycznego i naturalnego EM powinna dążyć do zera, co w przyrodzie nigdy się nie zdarza. Na podstawie sporządzonych przekrojów geologicznych i profilów syntetycznych GJS określiłam udział objętościowy poszczególnych typów skał metamorficznych. Ponieważ warunki sprzyjające topieniu cząstkowemu istniały tylko w GJS, skały tej jednostki były przeze mnie rozważane. Udziały te przedstawiają się następująco: gnejsy – 45% obj.; migmatyty – 35% obj.; amfibolity – 10% obj.; łupki łyszczykowe – 5% obj.; kwarcyty i gnejsy kwarcytowe – 5% obj.

Tabela 19

Uproszczony bilans materii procesu wytopiania magmy alaskitowej dla pierwiastków głównych

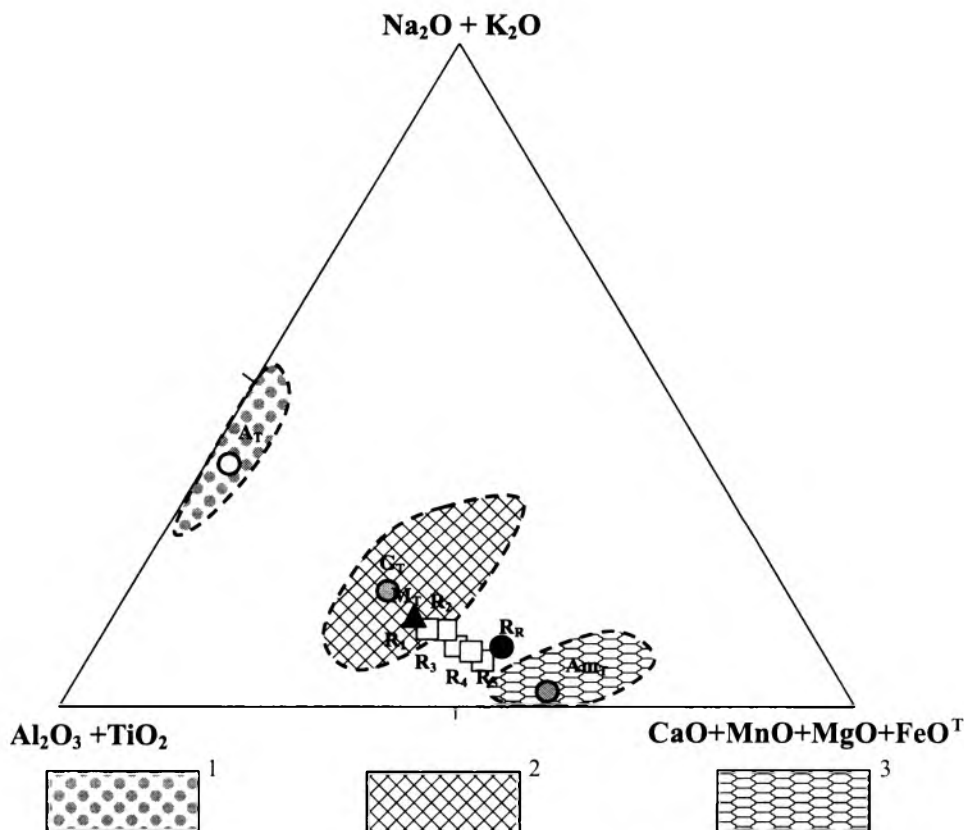
Table 19

The simplified mass-balance of the alaskite magma melting process for the main chemical elements

Składnik	M <sub>T</sub>	A <sub>T</sub>	R1	R2	R3	R4	R5	R <sub>R</sub>	(R1-R <sub>R</sub> )2	(R2-R <sub>R</sub> )2	(R3-R <sub>R</sub> )2	(R4-R <sub>R</sub> )2	(R5-R <sub>R</sub> )2
SiO <sub>2</sub>	60,70	74,32	65,38	64,63	63,92	62,13	61,01	61,58	14,46	9,32	5,47	0,30	0,33
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,03	0,95	0,79	1,09	1,26	1,37	0,99	0,00	0,00	0,01	0,07	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,98	14,35	15,36	15,43	15,49	15,65	15,75	18,12	7,62	7,25	6,90	6,09	5,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(T)</sub>	5,99	0,71	7,17	5,88	8,16	9,35	10,10	5,14	4,14	6,42	9,09	17,69	24,58
MnO	0,10	0,01	0,11	0,09	0,14	0,16	0,17	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
MgO	2,41	0,1	2,91	2,40	3,33	3,85	4,17	1,91	0,99	1,47	2,02	3,76	5,14
CaO	2,31	0,26	2,77	2,27	3,15	3,61	3,90	4,37	2,57	1,98	1,49	0,57	0,22
Na <sub>2</sub> O	2,67	3,80	2,82	2,10	2,66	2,47	2,36	4,81	3,97	4,28	4,60	5,45	6,01
K <sub>2</sub> O	2,42	5,29	2,35	1,63	1,90	1,35	1,00	1,91	0,19	0,04	0,00	0,32	0,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,06	0,16	0,13	0,16	0,16	0,17	0,32	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02
<b>Suma</b>	<b>91,52</b>	<b>98,93</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,16</b>	<b>99,99</b>	<b>100,00</b>	<b>99,21</b>	<b>33,97</b>	<b>30,78</b>	<b>29,62</b>	<b>34,30</b>	<b>42,89</b>
$\sqrt{(R_i - R_R)^2}$									5,88	5,60	5,50	5,90	6,58

Objaśnienia: **R1** – restyt obliczony przy ekstrakcji 9% wag. alaskitu, **R2** – restyt obliczony przy ekstrakcji 15% wag. alaskitu, **R3** – restyt obliczony przy ekstrakcji 20% wag. alaskitu, **R4** – restyt obliczony przy ekstrakcji 30% wag. alaskitu, **R5** – restyt obliczony przy ekstrakcji 35% wag. alaskitu.

Dysponując bazą danych analiz chemicznych skał GJS, utworzyłam sztuczny twór nazwany uśredniona skała metamorficzna GJS. W obliczeniach nie uwzględniałam analiz próbek skał uznanych za restyt. Podstawą dalszej części obliczeń jest założenie wytopienia ze średniej skały metamorficznej ( $M_T$ ) stopu o składzie uśrednionego alaskitu ( $A_T$ ) w uprzednio wyznaczonych proporcjach, pozostałość zaś przeliczona na 100% ( $R_T$ ) powinna być bliska składowi restytu rzeczywistego ( $R_R$ ). Wyniki obliczeń przedstawia tab. 19. Położenie tworów teoretycznych ( $M_T$  i  $R_T$ ) w odniesieniu do ich realnych odpowiedników oraz próbek alaskitów ilustruje rys. 38.



Rys. 38. Projekcja składu i wzajemnych relacji obiektów naturalnych (alaskity, gnejsy, amfibolity, restyt  $R_R$ ) i obliczonych ( $M_T$ ,  $A_T$ ,  $Am_T$ ,  $G_T$ ,  $R_1$  – ... –  $R_5$ ) w układzie trójskładnikowym  $M_T$  – średnia skała metamorficzna GJS,  $A_T$  – średni alaskit,  $Am_T$  – średni amfibolit,  $G_T$  – średni gnejs,  $R_1$  – ... –  $R_5$  – restyty obliczone;  $R_R$  – restyt rzeczywisty (por. opis w tab. 19)

1 – pole alaskitów, 2 – pole gnejsów i łupków, 3 – pole amfibolitów

Fig. 38. The ternary plot of the composition and interrelations between the natural objects (alaskites, gneisses, amphibolites, restite  $R_R$ ) and calculated ones ( $M_T$ ,  $A_T$ ,  $Am_T$ ,  $G_T$ ,  $R_1$  – ... –  $R_5$ )

$M_T$  – mean metamorphic rock of GJS,  $A_T$  – mean alaskite,  $Am_T$  – mean amphibolite,  $G_T$  – mean gneiss,  $R_1$  – ... –  $R_5$  – calculated restites,  $R_R$  – real restite (see descr. tab. 19)

1 – alaskite field, 2 – gneisses and schists field, 3 – amphibolite field



Jak widać z przedstawionych faktów, skały GJS mogły stanowić materiał źródłowy dla magmy alaskitowej. Udział stopu cząstkowego był zmienny, ale na ogół nie przekraczał wartości krytycznych reologicznie (RCMF – wg: Wickham, 1987a). Nie doszło zatem do utworzenia jednego zbiornika magmowego. Magma została „zamrożona” w formie izolowanych, rozproszonych intruzji, blisko miejsca swej generacji.

## WARUNKI P–T–X TOPIENIA CZĄSTKOWEGO I GENERACJI MAGMY ORAZ JEJ WŁASNOŚCI FIZYCZNE

### 8.1. Zakres topienia cząstkowego i temperatura magmy alaskitowej

Jak wynika z obliczeń przeprowadzonych w rozdz. 7, zakres topienia cząstkowego był niewielki, na ogół poniżej 35% obj. (a więc poniżej RCMF; Wickham 1987a), i zróżnicowany w poszczególnych rejonach Tatr Zachodnich (por. rys. 2). Najważniejszym czynnikiem wpływającym na proces topienia skał skorupy ziemskiej jest temperatura. Reguluje ona ilość i jakość stopów magmowych. W sprzyjających warunkach (odpowiedni skład petrograficzny skał wyjściowych, nadmiar fluidu,  $X_{H_2O} = 1$ ) temperatura początku topienia metapelitów powinna przekraczać 670°C. Wzrost ciśnienia, istotny dla położenia krzywej solidusu poniżej wartości  $P \sim 5$  kbar, powyżej tej wartości nie ma istotnego znaczenia dla temperatury początku topienia (Vielzeuf, Holloway, 1988). Zmiana ciśnienia jest jednak istotna dla nasycenia magmy składnikami lotnymi. Zakładając stałą ilość składników lotnych w magmie, dostępną w wyniku dehydratacji uwodnionych minerałów metamorficznych, wraz ze wzrostem ciśnienia dojdzie do zmiany warunków z poziomu nasycenia składnikami lotnymi (*vapour-present*) do poziomu niedosycenia składnikami lotnymi (*vapour-absent*). Istotnym czynnikiem dla formowania stopu jest też dostępność wody i obecność aktywatorów, takich jak B, F,  $CO_2$ ,  $NH_4^+$ . Składniki te mają właściwość znacznego obniżania temperatury topienia w układzie granitowym. Przeciwnie działanie na temperaturę topienia ma  $CO_2$  (Clemens, Vielzeuf, 1987; Ebadi, Johannes, 1991) i najprawdopodobniej –  $CH_4$ . Niezupełnie wyjaśniona jest rola  $N_2$ , którego obecność w mieszaninie z  $H_2O$  likwiduje efekt przesunięcia solidusu granitowego, wywołany obecnością  $CO_2$  (Keppler, 1989). Brak danych co do zachowania w fluidzie zredukowanych związków azotu (np. jonu amono-

wego). Wiadomo, iż może on być traktowany jako „skamieniałość geochemiczna”, co wskazuje na anatektyczne pochodzenie granitów (Gawęda *et al.*, 1996).

Obliczenia wykonane dla konkretnej sytuacji geologicznej – z Ornaku – wskazują, iż w fluidzie magmowym intruzji z tego rejonu przeważał  $\text{CO}_2$ . Udziały  $\text{CH}_4$  i  $\text{H}_2\text{O}$  są zbliżone i znacznie niższe. Taka sytuacja jest bardzo prawdopodobna, gdy weźmie się pod uwagę obecność wśród skał osłony i w enklawach w alaskitach kwarcytów grafitowych, zawierających do 9% wag. grafitu (Gawęda, Cebulak, 1999). Projekcje składów modalnych alaskitów, wykazujące przesunięcie w kierunku naroża Kfs (rys. 5, 8, 10, 12), mogą być odbiciem wysokich wartości  $X_{\text{CO}_2}$  w stopie alaskitowym.

Badania składu inkluzji fluidalnych w skałach metamorficznych (Janák *et al.*, 1996) potwierdzają sugestię o znikomej roli wody w fluidzie metamorficznym. Wspomniane badania przeprowadzone po słowackiej stronie Tatr Zachodnich też wskazują na obecność i istotną rolę  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , a na późniejszych etapach rozwoju metamorficznego także fluidu chlorkowego.

Odmienne znaczenie w procesach petrogenety granitów ma bor. Kierując się obecnością turmalinu jako wskaźnika wzmożonej aktywności boru, od razu można zauważyć, iż w rejonach o odnotowanych wystąpieniach turmalinu udział objętościowy alaskitów jest znacząco większy (por. Trzydniowiański Wierch i zachodnią część „wyspy” Goryczkowej – z turmalinem, a z drugiej strony Ornak i Tomanową Polską – brak turmalinu).

Innym czynnikiem mającym wpływ na zróżnicowanie ilości stopu anatektycznego jest skład mineralny skał podlegających ultrametamorfizmowi. Szczególnie istotny jest udział muskowitu oraz charakter i wzajemne proporcje skaleni. Leukogranity tworzą się zwykle w procesie dehydratacji–topienia muskowitu, przy współudziale cząstki albitowej plagioklazu i kwarcu, dlatego istotna jest obecność wspomnianych minerałów w skałach źródłowych (Whitney, 1988).

Zakres temperatur metamorfizmu w Górnej Jednostce Strukturalnej oszacowano na  $T = 640\text{--}780^\circ\text{C}$ , przy ciśnieniu  $P = 7\text{--}9$  kbar (Kozłowski, Gawęda, 1999). W tych warunkach została przekroczona zarówno pierwsza, jak i druga izograda syllimanitowa (Spear, 1993), a więc muskowit uległ dekompozycji w procesie dehydratacji–topienia. Tworzeniu się stopu sprzyjał fakt, iż reakcja  $\text{Ms} + \text{Qtz} = \text{Kfs} + \text{Sill} + \text{V}$  w przypadku GJS jest przesunięta w kierunku niższych temperatur z powodu niskiego udziału wody w fluidzie metamorficznym. Przesunięcie wynosiło przypuszczalnie ok.  $80\text{--}100^\circ\text{C}$ , a więc za początek procesu topienia można uznać temperaturę ok.  $600\text{--}650^\circ\text{C}$  (rys. 21).

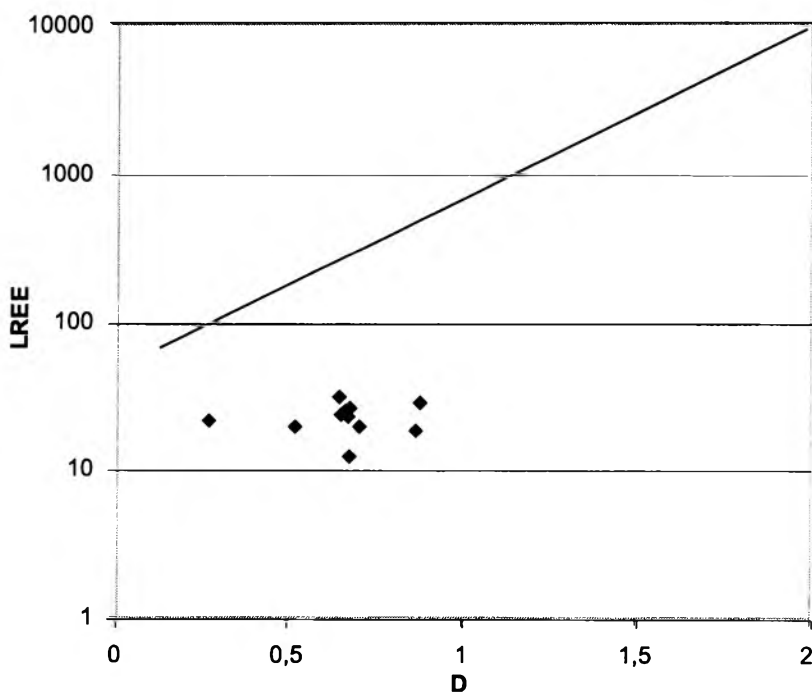
Bardziej precyzyjnie temperaturę magmy da się oszacować dwoma metodami:

a. Metoda obliczenia nasycenia stopu względem Zr (Watson, Harrison, 1983) wraz z porównywalną metodą obliczenia nasycenia stopu względem LREE (Montel, 1993).

Metody te są bardzo dokładne, lecz wymagają istnienia równowagi między magmą a minerałami–nośnikami wspomnianych pierwiastków. Jeśli chodzi o Zr, to obserwacje mikroskopowe oraz analizy chemiczne sugerują „egzotyczny” charakter minerału cyrkonu. Podobny charakter mają fosforany LREE. Brak równowagi między LREE a składnikami głównymi ilustruje diagram zależności parametru  $D = (Na + K + Li + 2Ca)/Al \cdot 1/(Al+Si)$  (w % at.) względem sumy LREE = La + Ce + Pr + Nd + Sm + Gd (w ppm) (rys. 39). Próbki alaskitów leżą poza trendem określającym stan równowagi stop – fosforany REE. W opisywanym przypadku nie można zatem zastosować żadnej z dwu wymienionych metod.

b. Oszacowanie temperatur zmian kontaktowych w wąskich (1–1,5 cm) strefach reakcyjnych oraz temperatur rekrystalizacji minerałów restytu.

Zmiany reakcyjne na bezpośrednich kontaktach są dość zróżnicowane w zależności od lokalizacji, co sugeruje różne temperatury reakcji. Zawsze obserwuje się proces przeobrażania muskowitu w sillimanit, zgodnie z reakcją:  $Ms + Qtz = Sill + Kfs + V$ , wyznaczającą tzw. drugą izogradę sillimanitową.



Rys. 39. Diagram zależności sumy lekkich ziem rzadkich (LREE) od parametru  $D = (Na+K+Li+2Ca)Al/(Al+Si)$  dla alaskitów Tatr Zachodnich. Prosta na wykresie określa położenie równowagi

Fig. 39. Relations of LREE versus parameter  $D = (Na+K+Li+2Ca)Al/(Al+Si)$  for the alaskites of the Western Tatra Mts. The straight line on the diagram describes the equilibrium state

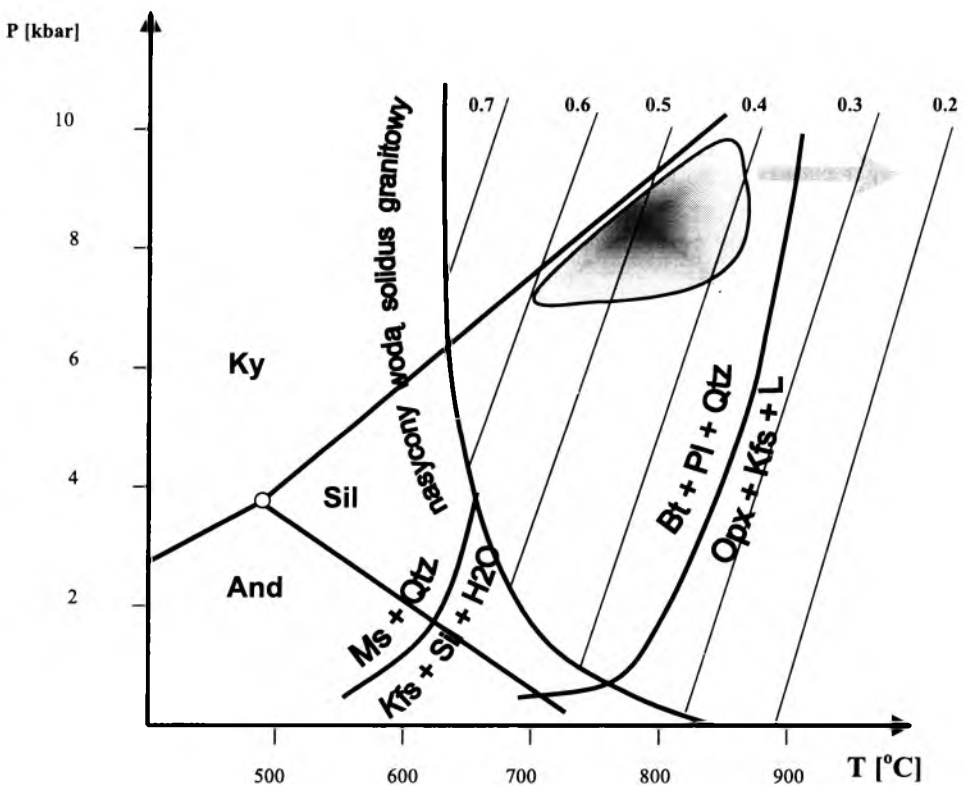
Przy obecności w alaskitach lub ich pegmatytach turmalinu (a więc boru w magmie), temperatury i ciśnienia reakcji mineralnych w osłonie metamorficznej, szacowane na podstawie geotermometrów granat–biotyt (Indares, Martignole, 1985; Williams, Grambling, 1988) oraz polimineralnego geotermobarometru (Hoisch, 1990) wynoszą odpowiednio:  $T = 714\text{--}720^{\circ}\text{C}$  ( $\pm 20^{\circ}\text{C}$ ) dla  $P = 8\text{--}9$  kbar ( $\pm 0,6$  kbar) i  $695\text{--}700^{\circ}\text{C}$  ( $\pm 15^{\circ}\text{C}$ ) dla  $P = 6\text{--}7$  kbar ( $\pm 1$  kbar). W strefach kontaktu nie obserwuje się rozpadu biotytu, a jedynie rekrytalizację układu granat–biotyt–plagioklaz. Jednak biorąc pod uwagę skład chemiczny turmalinu (Fe–Mg) można wnosić, iż część składników „maficznych”, niezbędnych do utworzenia turmalinu, została uruchomiona – przypuszczalnie w temperaturach niższych niż teoretyczne – ze względu na katalizujący wpływ boru.

W skałach metamorficznych na kontakcie z alaskitem dochodzi do dekompozycji biotytu z utworzeniem syllimanitu (Gawęda *et al.*, 1999b). Analogiczne reakcje rekrytalizacji zachodzą w przypadku restytowych biotytów rozproszonych w magmie. Obecność syllimanitu pobiotytowego jest dość powszechną cechą alaskitów (Burchart, 1970). Biorąc pod uwagę skład chemiczny biotytu (wysoka zawartość Ti, podwyższona zawartość  $\text{Al}^{\text{VI}}$ ), warunkujący odporność termiczną, reakcja rozpadu z utworzeniem syllimanitu musiała zajść w temperaturach przekraczających  $800^{\circ}\text{C}$  nawet z uwzględnieniem obniżenia temperatury reakcji w wyniku składu fluidu bogatego w  $\text{CO}_2$ .

Podobieństwo składu chemicznego granatów z alaskitów, ze skał metamorficznych i stref przykontaktowych (rys. 26) z jednej strony sugeruje, iż granaty w alaskitach są minerałami reliktowymi (*resisters*), z drugiej strony ich automorficzne kształty i płaskie profile chemiczne są typowe dla warunków krystalizacji ze stopu peraluminowego w wysokich temperaturach i ciśnieniach, przy niskiej aktywności  $\text{H}_2\text{O}$ . Z kolei granaty ze skał metamorficznych zwykle wykazują zonalność chemiczną (Gawęda, Kozłowski, 1997). Wysoka temperatura umożliwia daleko posuniętą homogenizację składu chemicznego w wyniku dyfuzji (Jung *et al.*, 1999). Dwa główne kationy: Fe i Mn są wzajemnie kompatybilne i stosunkowo łatwo dyfundują w strukturze granatów. Granaty można więc określić jako minerały reliktowe o składzie chemicznym zhomogenizowanym w wyniku oddziaływania ciepła magmy granitowej.

Istotnym, acz dyskusyjnym, wskaźnikiem termicznym jest także obecność safirynu. Minerał ten w skałach zawierających kwarc pojawia się najwcześniej w temperaturze ok.  $1000^{\circ}\text{C}$  przy ciśnieniu ok. 10 kbar (Spear, 1993, rozdz. 10). O ile sugerowane ciśnienie jest tu możliwe do zaakceptowania, o tyle temperatura bez wątpienia nie osiągnęła tak wysokich wartości. Wydaje się, iż safiryn występuje w alaskitach w formie metastabilnej, a jego powstanie spowodowane było lokalnymi wahaniami temperatury. Wyjaśnienie drastycznie wysokich (jak na magmy leukogranitowe) temperatur może być

Magma tracąca składniki lotne znajduje się poniżej temperatury likwidusu, charakterystycznej dla stopu o mniejszej niż pierwotna zawartości fluиду. Taka sytuacja powoduje szybką krystalizację, ale także uwolnienie ciepła krystalizacji, które podwyższa temperaturę stopu resztkowego. Efektem wzmożonej nukleacji są drobnokrystaliczne lub mikrokryształiczne struktury skał (por. rozdz. 4), z kolei brak równowagi i ubytek składników lotnych powoduje wzrost dendrytyczny. Należy także wziąć pod uwagę ciepło tarcia (jeśli magma znajduje się w aktywnej strefie tektonicznej i płynie). Dodatkowym argumentem jest reakcja perytektyczna prowadząca do utworzenia turmalinu (por. rozdz. 5.5, reakcja (3)). Usunięcie boru ze stopu resztkowego przez krystalizację turmalinu uwalnia też  $H_2O$ . Proces utraty wody doprowadza zwykle do podniesienia temperatury solidusu i nagłej krystalizacji



Rys. 40. Warunki P-T generacji stopu alaskitowego na tle pól stabilności odmian polimorficznych  $Al_2SiO_5$ , wybranych paragenez wskaźnikowych oraz położenia krzywej solidusu granitowego

Strzałka wskazuje warunki P-T „suchych” stopów nierównowagowych. Pola stabilności wg: Spear (1993)

Fig. 40. P-T conditions of alaskite melt generation on the ground of the stability fields of  $Al_2SiO_5$  polymorphs, selected indicatory mineral assemblages and the granite solidus curve. The arrow points the P-T conditions of “dry” disequilibrium melts. Stability fields after Spear, (1993)

stopu. Jest to proces samonapędzający się i nieodwracalny, w ekstremalnym przypadku prowadzący do powstania brekcji eksplozywnych (L o n d o n, 1999). Czynniki te mogą doprowadzić do sytuacji, w której temperatura magmy w czasie krystalizacji utrzymuje się na niemal stałym poziomie (H o r t, 1998). Ponieważ granitowy stop resztkowy dąży do uzyskania równowagi w nowych warunkach fizykochemicznych, jego temperatura powinna się zbliżać do temperatury stopu „suchego” lub o odpowiednio mniejszej zawartości składników lotnych (900–1000°C; H a l l, 1971). Paradoksalnie krystalizacja nierównowagowa może doprowadzić do powstania małych porcji resztkowych stopów o temperaturze wyższej niż temperatura generacji magmy. Oczywiście niewielkie ilości takiego stopu nie spowodują istotnych zmian w skałach otoczenia na większą skalę, lecz mogą być przyczyną powstania niewielkich ilości faz mineralnych, wymagających pozornie nierealnie wysokich temperatur. Dodatkowym warunkiem pojawienia się safiryngu jest wysoka zawartość glinu, a ten warunek spełniony jest zarówno w przypadku alaskitów (por. tab. 13), jak i skał otaczających (K o z ł o w s k i, G a w ę d a, 1999; Burda, G a w ę d a, 1997).

W skałach otoczenia nie spotyka się piroksenu, dlatego dekompozycja biotyту jest ograniczona do kontaktowych stref reakcyjnych. Można sądzić, iż temperatura topienia cząstkowego wahała się od około 700°C do nieco powyżej 800°C (nie przekraczając 850°C) przy ciśnieniu 7–10 kbar (rys. 40). Zróźnicowanie temperatur zależy od lokalnych warunków P–X.

## 8.2. Lepkość magmy alaskitowej

Lepkość magmy  $\eta$  na ogół definiuje się jako stosunek stressu ścinającego do wielkości naprężenia i wyraża w  $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\text{s}^{-1}$  lub  $\text{Pa}\cdot\text{s}$ . Określenie lepkości stopu alaskitowego ma charakter względny, nie dysponujemy bowiem bezpośrednimi pomiarami lepkości magmy granitowej, lecz tylko wartościami lepkości  $\eta$  pomierzonymi w warunkach eksperymentalnych dla magm aplogranitowych z danego zakresu temperatur. Lepkość magmy zależy od wielu czynników, szczególnie zaś od temperatury, zawartości wody i udziału zawieszonych kryształów (M c B i r n e y, M u r a s e, 1984). Znikoma zawartość wody, określona wcześniej, sugeruje wartości  $\eta$  zbliżone do tzw. magm suchych, o relatywnie wysokiej lepkości (B a g d a s s a r o v, D o r f a n, 1998). Temperatury magmy, oszacowane na podstawie zmian kontaktowych, wskazują na interwał 700–800°C, co odpowiada zakresowi lepkości  $10^8$ – $10^9$   $\text{Pa}\cdot\text{s}$  (D i n g w e l l, 1997).

Duży wpływ na lepkość magmy ma udział zawieszonych kryształów. Ich wpływ na lepkość jest określony równaniem Einsteina–Roscoe (M c B i r n e y, M u r a s e, 1984):

$$\eta = \eta_0(1-R\Phi)^{2,5} \quad (9)$$

gdzie:  $\eta$  – lepkość efektywna,  $\eta_0$  – lepkość magmy pozbawionej kryształów,  $R$  – wartość stała dla danego kształtu cząstek (1,35 dla cząstek sferycznych o tej samej wielkości w całej próbie, 1,0 dla układu o seryjnych wielkościach cząstek zawieszonych),  $\phi$  – udział objętościowy cząstek zawieszonych.

Wielkość kryształów wpływa na tzw. lepkość względną (Sherman, 1968) określaną zależnością:

$$\ln \eta_R = (\alpha D_m) / [(\Phi_{\max} / \Phi)^{1/3} - 1], \quad (10)$$

gdzie:  $D_m$  – średnia wielkość kryształów,  $\Phi_{\max}$  – udział kryształów przy maksymalnym upakowaniu (zakładany zwykle jako równy 1),  $\Phi$  – realny udział zawieszonych kryształów (według danych eksperymentalnych  $\alpha = 0,011$  (McBirney, Murase, 1984).

Udział kryształów w magmie wzrasta w czasie krystalizacji. Proces ten najszybszy w strefie brzeżnej (strefie schłodzenia), gdzie obserwuje się również duży udział ksenokryształów pochodzących ze skał otoczenia. Oba te czynniki mają istotny wpływ na wzrost lepkości magmy w wyniku przeładowania jej kryształami.

Aby zbadać zróżnicowanie lepkości. Rozpatrzyłam dwie skrajne odmiany prób.

A. Próby bardzo słabo skontaminowane, w których można wyodrębnić przynajmniej dwie populacje kryształów ( $K_1$  i  $K_2$ ) i wyróżnić mikroskopowo te, które są efektem krystalizacji resztkowej ( $K_2$ ).

B. Próby ze stref brzeżnych, silnie skontaminowane materiałem restytowym ( $K_0$ ) (migmatyty szlirowate).

Ad A. W badanych próbkach alaskitów udział kryształów populacji  $K_1$  waha się w przedziale 34–45% obj. Lepkość efektywna  $\eta$  zatem waha się w granicach  $2,44\text{--}4,457 \cdot 10^8$  Pa·s. Lepkość względną, przy średnicach kryształów  $K_1$  rzędu 0,77–1,26 mm, jest niemal stała i mieści się w przedziale 0,875–0,885. Niewielkie żyły i soczewy alaskitowe (poniżej 2 m miąższości) zawierają zaledwie 2,5–10% obj. kryształów  $K_1$ , co odpowiada zakresowi lepkości  $1,05\text{--}1,30 \cdot 10^8$  Pa·s.

Ad B. Próbkki migmatytów szlirowatych ze stref brzeżnych alaskitów zawierają 50–65% obj. składników restytowych  $K_0$ . Lepkość efektywna takich skał waha się w granicach  $7,94\text{--}13,02 \cdot 10^8$  Pa·s.

Obecne w skałe składniki restytu zwiększają lepkość magmy o jeden rząd wielkości. W alaskitach „czystych” zawartość rozproszonych składników  $K_0$  nie przekracza 10% obj., co wskazuje na lepkość efektywną rzędu  $1,18\text{--}1,30 \cdot 10^8$  Pa·s. Obliczanie współczynnika lepkości względnej nie jest w tym przypadku konieczne z racji bardzo szerokiego zakresu wielkości kryształów restytu i zróżnicowanie ich kształtów. Obliczenia te pozostają w zgodzie z obserwacjami mikroskopowymi, wskazując, iż foliacja w skontaminowanych brzeżnych strefach intruzji alaskitowych jest efektem:



- 1) odziedziczenia cech więźby skał metamorficznych,
- 2) nacisków ścinających od SE ku NW, powodujących fałdowanie i nasuwanie.

Magma w tych strefach, jak wynika z badań, była przeładowana restytem, jej mobilność była znikoma, w niewielkim stopniu wymuszona naciskami tektonicznymi, ścinanie zaś spowodowało deformację (zafałdowanie) odziedziczonej więźby. Struktury fałdowe są zachowane właśnie w brzeżnych, przeładowanych kryształami restytu, częściach intruzji alaskitowych. Obecność w niektórych ciałach alaskitowych obfitych fenokryształów, związanych z pierwszym epizodem krystalizacji, mogła powodować niewielkie spowalnianie naturalnej migracji magmy ze względu na nieznaczny wzrost jej lepkości.

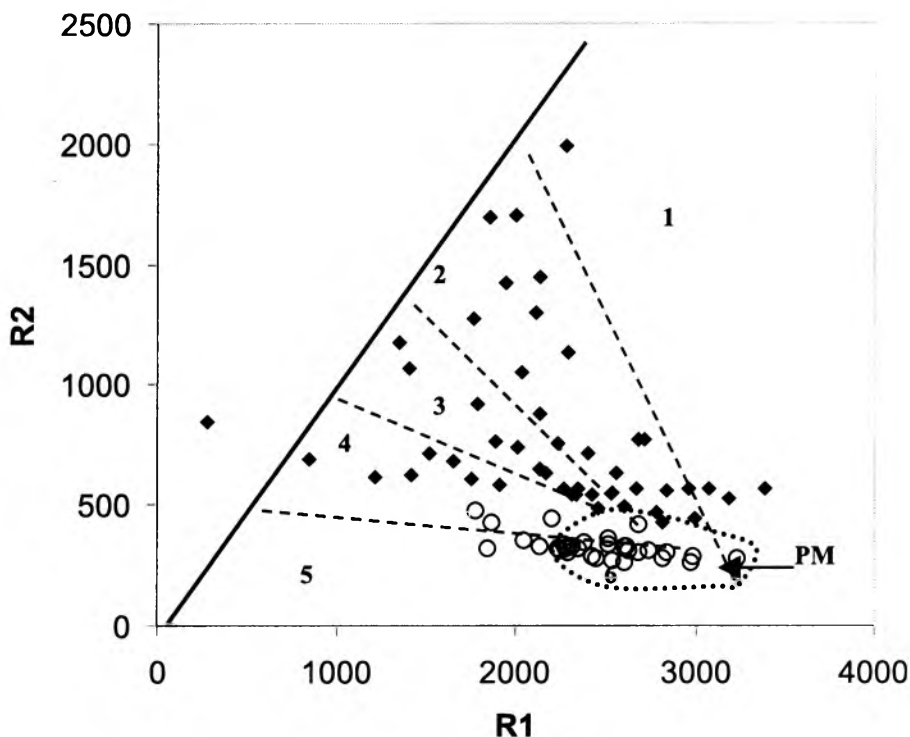
## INTERPRETACJA WARUNKÓW GEOTEKTONICZNYCH GENERACJI MAGMY ALASKITOWEJ W TATRACH ZACHODNICH

Wskaźniki petrograficzne i geochemiczne określają alaskity jako skały powstałe w wyniku krystalizacji anatektycznych stopów cząstkowych. Stopy anatektyczne utworzyły się w procesie topienia cząstkowego skał metamorficznych o charakterze zmetamorfizowanych pelitów–psamitów. W celu określenia reżimu geotektonicznego generacji magmy w pracy zastosowałam zespół diagramów dyskryminacyjnych, określających zależności między składem chemicznym a warunkami tektonicznymi.

### 9.1. Interpretacja oparta na analizie pierwiastków głównych

Na diagramie Batchelora i Bowdena (1985) próbki badanych skał lokują się w polu synkolizyjnych granitów anatektycznych (grupa 6), w trendzie alkalicznym (rys. 41 a). Położenie punktów projekcyjnych w polu oznaczonym przez autorów jako PM sugeruje, iż stopy anatektyczne nie zostały usunięte z obszaru źródłowego (por. fig. 5 – Batchelor, Bowden, 1985). Jednocześnie pole alaskitów stanowi zakończenie trendu obserwowanego dla wybranych próbek skał metamorficznych Tatr Zachodnich (rys. 41 a). Na diagramie według Debona i LeForta (1988) alaskity leżą w domenie magniezowej, tworząc trend rozmyty w górnej części (rys. 41 b).

Z kolei na diagramie dyskryminacyjnym Shand'a (1951) próby alaskitów tworzą liniowy trend w polu charakterystycznym dla granitów kolizji kontynentalnych CCG (Maniar, Piccoli, 1989; rys. 28). Diagram  $\text{SiO}_2$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Maniar, Piccoli, 1989) prezentuje liniowy trend próbek alaskitów leżących w polu typowym dla granitów typu CCG + IAG + CAG, nie-liczne zaś punkty lokują się w polu POG (rys. 31 b). Są to środowiska



Rys. 41 a. Pozycja klasyfikacyjna próbek alaskitów i skał metamorficznych GJS na diagramie R1–R2 Batchelora i Bowdena (1985)

1 – frakcjonaty płaszczowe (plagiogranity), 2 – asocjacja prekolizyjna, 3 – asocjacja postkolizyjna, 4 – magmy późnoorogeniczne, 5 – asocjacja anorogeniczna, 6 – asocjacja synkolizyjna (anatektyczna)

PM – pole stopów „prymitywnych” (nie oddzielonych od źródła)

$R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ ,  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$

Puste kółka – próbki alaskitów, pełne romby – skały metamorficzne GJS

Fig. 41 a. Classification position of the alaskites and GJS metamorphic rocks on the Batchelor and Bowden (1985) multikationic diagram

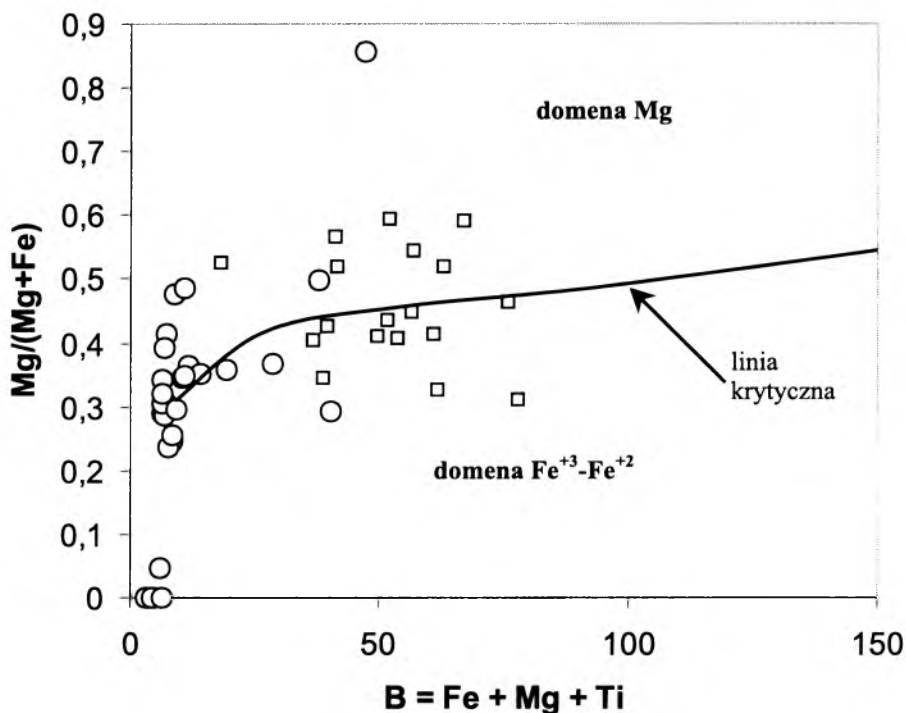
1 – mantle fractionates, 2 – pre-plate collision suites, 3 – post-collisional suites, 4 – late orogenic magmas, 5 – anorogenic suites, 6 – syn-collisional suites (anatectic)

PM – field of “primitive” melts (not separated from the source)

$R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ ,  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$

Empty circles – alaskite samples, full diamonds – GJS metamorphic rocks

tektoniczne o reżimie kolizyjnym. Diagram  $SiO_2$ –FeO/(FeO+MgO) (rys. 31 a) nie precyzuje jednoznacznie środowiska generacji magmy, a punkty projekcyjne leżą we wszystkich polach wyznaczonych dla grup środowisk tektonicznych. Najprawdopodobniej jest to wywołane obecnością wtórnego Fe, związanego z mineralizacją hematytową oraz znaczną w niektórych przypadkach kontaminacją magmy alaskitowej przez nośniki Fe – biotyt i granat.



Rys. 41 b. Pozycja klasyfikacyjna próbek alaskitów na diagramie B – mg wg: Debon, LeFort (1988);  $B = Fe + Mg + Ti$ ;  $mg = Mg/(Mg+Fe)$

Objaśnienia symboli: kółka – alaskity, kwadraty – wybrane granity Tatr Wysokich wg: Kohut, Janak (1994)

Fig. 41 b. Classification position of alaskite samples on the multicationic B – mg diagram (after Debon, LeFort, 1988);  $B = Fe + Mg + Ti$ ;  $mg = Mg/(Mg+Fe)$

Symbols explanations: circles – alaskites, squares – selected High Tatra granites according to Kohut, Janak (1994)

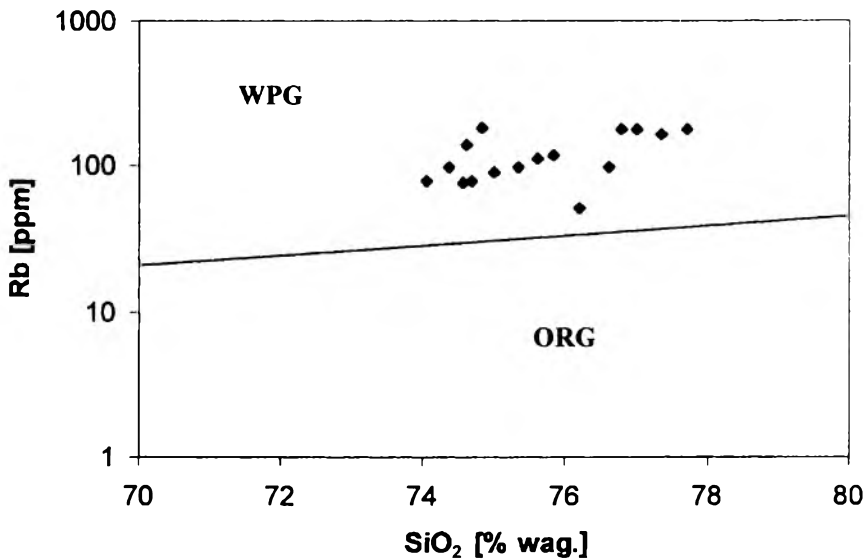
## 9.2. Interpretacja oparta na analizie pierwiastków śladowych

Analiza diagramów według Pearce'a *et al.* (1984) dała zbliżone wyniki:

a) na diagramach Rb-SiO<sub>2</sub> oraz Y-SiO<sub>2</sub> alaskity lokują się w polu WPG lub w polu VAG + syn-COLG + ORG (rys. 42 a, b).

b) na diagramach Y-Nb, Yb-Ta, (Y + Nb)-Rb oraz (Ta + Yb)-Rb punkty projekcyjne alaskitów leżą na pograniczu pól charakterystycznych dla środowisk VAG i syn-COLG (rys. 42 c, d, e, f).

Na diagramie Hf-Rb/10-Ta x 3 (Harris *et al.*, 1986) punkty projekcyjne lokują się w polu granitów kolizyjnych (rys. 43 a) lub na granicy VAG i syn-COLG (rys. 43 b).

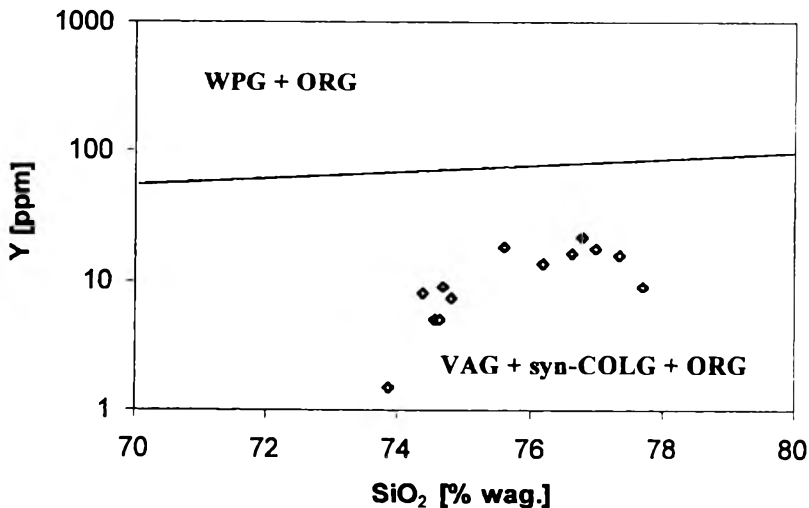


Rys. 42 a. Diagram dyskryminacyjny Rb [ppm] – SiO<sub>2</sub> [% wag.] (wg: Pearce *et al.*, 1984) dla próbek alaskitów Tatr Zachodnich

**WPG** – granity wewnątrzpłytkowe, **ORG** – granity grzbietów oceanicznych

Fig. 42 a. Discrimination diagram Rb [ppm] – SiO<sub>2</sub> [% wag.] (after Pearce *et al.*, 1984) for the alaskite samples from the Western Tatra Mts.

**WPG** – Within Plate Granites, **ORG** – Ocean Ridge Granites

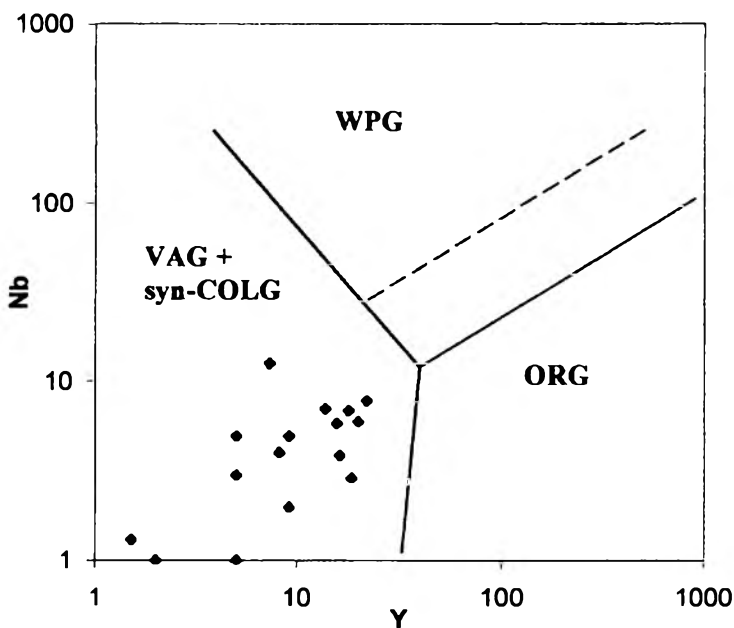


Rys. 42 b. Diagram dyskryminacyjny Y [ppm] – SiO<sub>2</sub> [% wag.] (wg: Pearce *et al.*, 1984) dla próbek alaskitów Tatr Zachodnich

**WPG** – granity wewnątrzpłytkowe, **ORG** – granity grzbietów oceanicznych, **VAG** – granity łuków wulkanicznych, **syn-COLG** – granity synkolizyjne

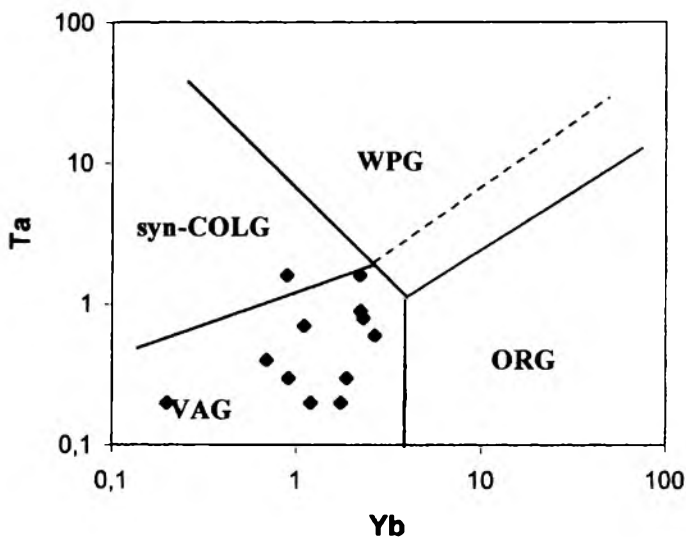
Fig. 42 b. Discrimination diagram Y [ppm] – SiO<sub>2</sub> [% wag.] (after Pearce *et al.*, 1984) for the alaskite samples from the Western Tatra Mts.

**WPG** – Within Plate Granites, **ORG** – Ocean Ridge Granites, **VAG** – Volcanic Arc Granites, **syn-COLG** – syn-Collisional Granites



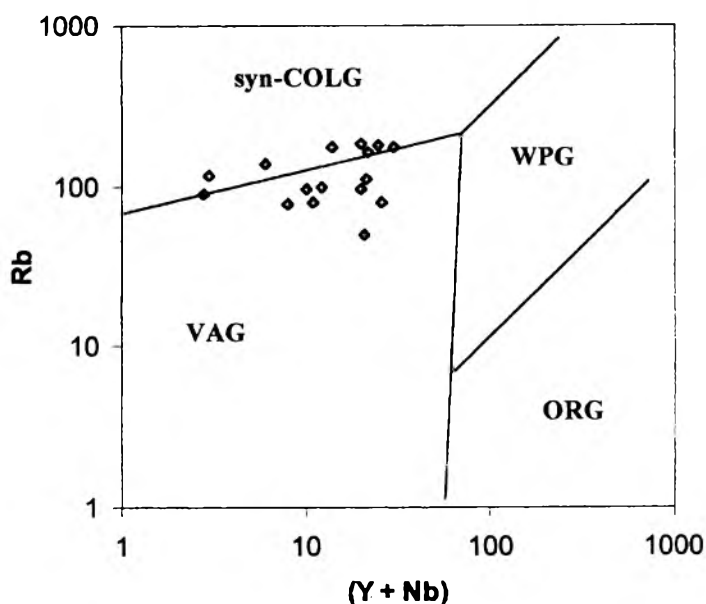
Rys. 42 c. Diagram dyskryminacyjny Nb-Y [ppm] (wg: Pearce *et al.*, 1984) dla próbek alaskitów Tatr Zachodnich. Objasnienia skrótów jak na rys. 42 b

Fig. 42 c. Discrimination diagram Nb-Y [ppm] (after Pearce *et al.*, 1984) for the alaskites from the Western Tatra Mts. Abbreviations as Fig. 42 b



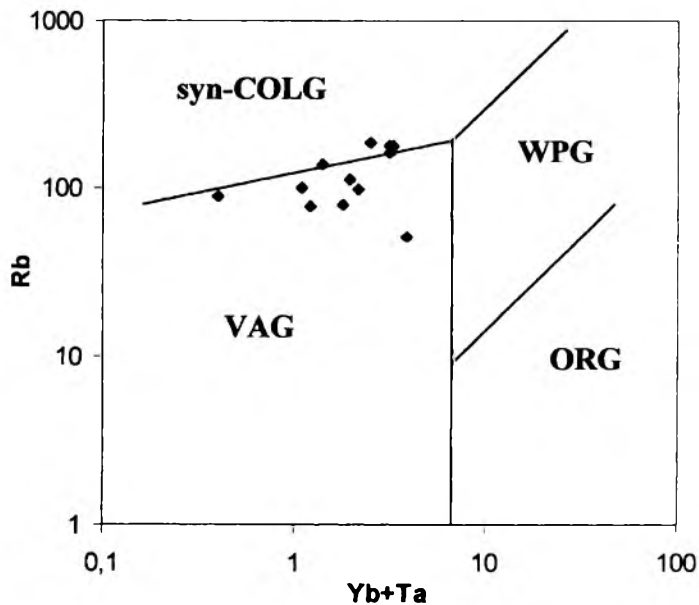
Rys. 42 d. Diagram dyskryminacyjny Ta-Yb [ppm] (wg: Pearce *et al.*, 1984) dla próbek alaskitów Tatr Zachodnich. Objasnienia skrótów jak na rys. 42 b

Fig. 42 d. Discrimination diagram Ta-Yb [ppm] (after Pearce *et al.*, 1984) for the alaskites from the Western Tatra Mts. Abbreviations as Fig. 42 b



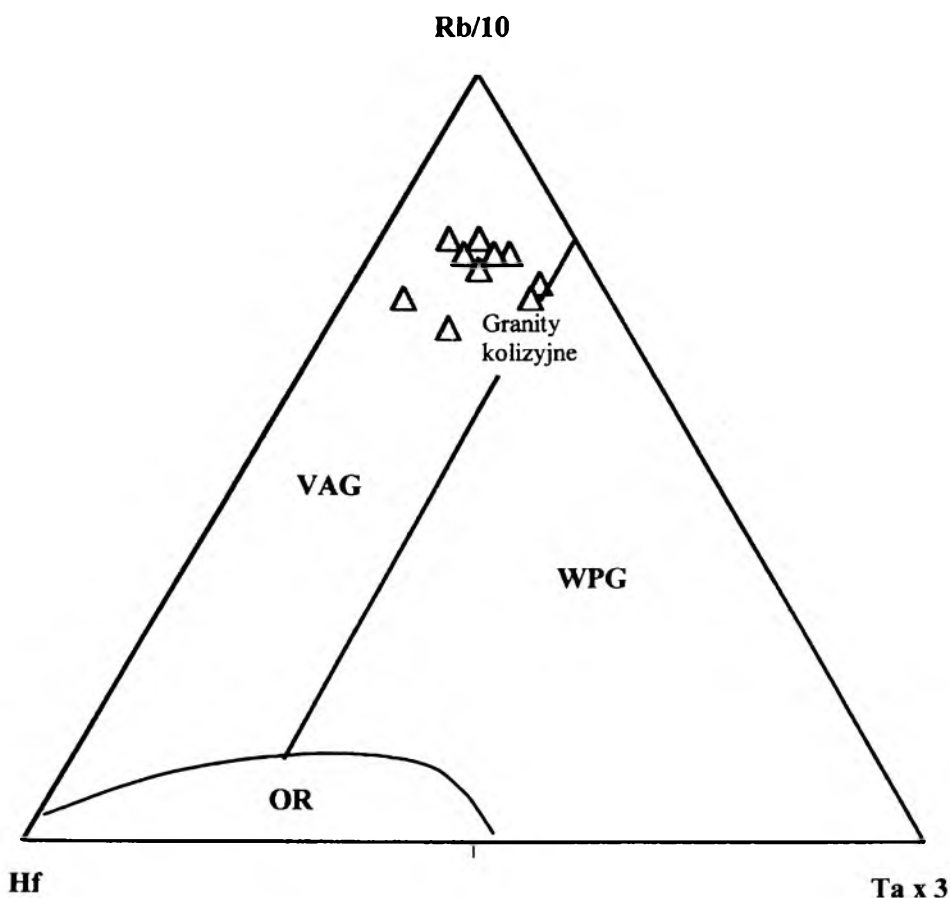
Rys. 42 e. Diagram dyskryminacyjny Rb-(Yb+Nb) [ppm] (wg: Pearce *et al.*, 1984) dla próbek alaskitów Tatr Zachodnich. Objaśnienia skrótów jak na rys. 42 b

Fig. 42 e. Discrimination diagram Rb-(Yb+Nb) [ppm] (after Pearce *et al.*, 1984) for the alaskites from the Western Tatra Mts. Abbreviations as Fig. 42 b



Rys. 42 f. Diagram dyskryminacyjny Rb-(Yb+Ta) [ppm] (wg: Pearce *et al.*, 1984) dla próbek alaskitów Tatr Zachodnich. Objaśnienia skrótów jak na rys. 42 b

Fig. 42 f. Discrimination diagram Rb-(Yb+Ta) [ppm] (after Pearce *et al.*, 1984) for the alaskites from the Western Tatra Mts. Abbreviations as Fig. 42 b



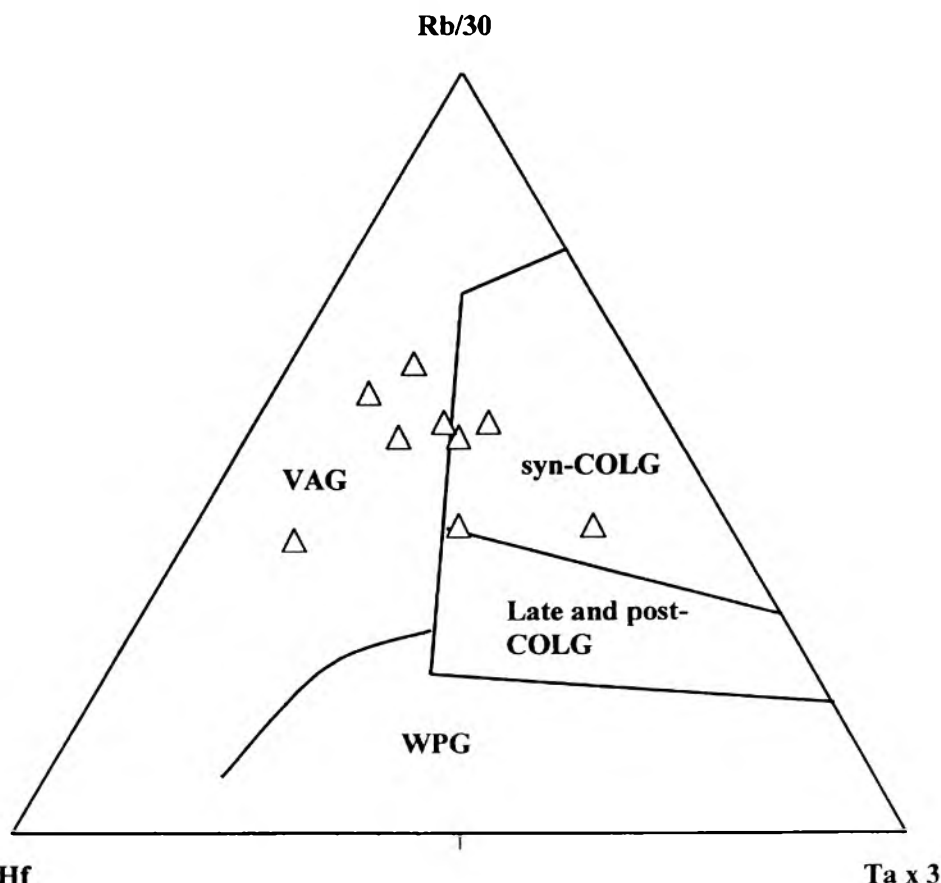
Rys. 43 a. Pozycja próbek alaskitów w trójkącie klasyfikacyjnym Rb/10–Hf–Ta x 3 (Harris *et al.*, 1986). Objaśnienia skrótów jak na rys. 42 b

Fig. 43 a. The plot of alaskite samples in the ternary classification diagram Rb/10–Hf–Ta x 3 (Harris *et al.*, 1986). Abbreviations as Fig. 42 b

W świetle powyższych danych można uznać, iż generacja magmy alaskitów zaszła w warunkach kolizji. Dyskusyjny pozostaje natomiast charakter kolizji: czy typu kontynent–kontynent, czy kontynent–łuk.

Generacja magmy w środowisku „łukowym” (VAG) sugerowana przez diagramy Harrisa (1986) oraz diagramy Ta–Yb oraz Rb–(Yb+Ta) wydaje się wątpliwa. Granity łuków wulkanicznych wykazują zwykle dużą zawartość pierwiastków takich jak: Rb, Th, Ta, Nb, Hf i Y, a niskie zawartości Ba, Sr, P, Zr i Ti (Brown *et al.*, 1984). Na diagramach Rb/Zr–Y oraz Rb/Zr–Nb obserwuje się wyraźną korelację liniową, której wartość liczbowa rośnie ze wzrostem dojrzałości łuku wulkanicznego. W analizowanym przypadku wszystkie wymienione pierwiastki występują w niskich stężeniach (por. rys. 34 a, b), na diagramie Rb/Zr–Y zaś obserwujemy słabą negatywną korelację 111



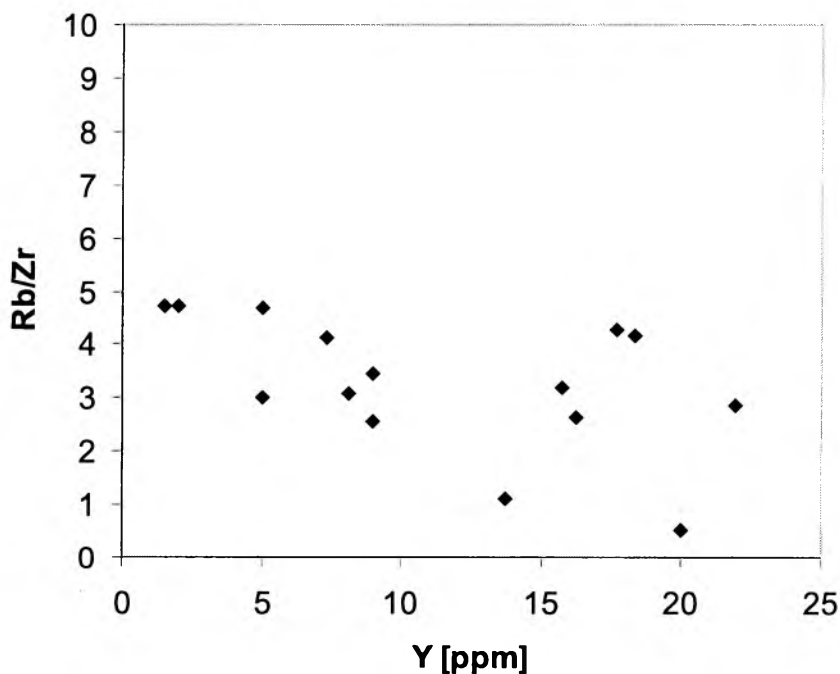


Rys. 43 b. Pozycja próbek alaskitów w trójkącie klasyfikacyjnym Rb/30–Hf–Ta x 3 (Harris *et al.*, 1986). Objaśnienia jak na rys. 42 b

Fig. 43 b. The plot of alaskite samples in the ternary classification diagram Rb/30–Hf–Ta x 3 (Harris *et al.*, 1986). Abbreviations as Fig. 42 b

o wartości współczynnika korelacji  $R = -0,4085$  (rys. 44 a), przy braku jakiegokolwiek zależności na diagramie Rb/Zr–Nb (rys. 44 b).

Mówiąc o prawdopodobieństwie „odgazowania” intruzji, należy wziąć pod uwagę możliwość ucieczki części składników, szczególnie pierwiastków silnie preferujących fazę lotną – w tym Rb. Dlatego na diagramach opartych na zawartościach tego pierwiastka punkty projekcyjne – na skutek ucieczki Rb – mogą być przesunięte w dół, w kierunku pola VAG. W warunkach topienia cząstkowego dochodzi zwykle do selektywnego wytapiania pierwiastków, stąd niektóre z nich będą się gromadziły w residuum (np. Ta) i mogą być zubożone w stopie granitowym, zwłaszcza jeśli udział stopu był niewielki. Reasumując, najbardziej prawdopodobne wydaje się założenie, iż magma alaskitowa była generowana w środowisku kolizji płyt litosfery



Rys. 44 a. Słaba negatywna korelacja liniowa dla próbek alaskitów w układzie Rb/Zr–Y  
 Fig. 44 a. Negative linear correlation for the alaskite samples in the Rb/Zr–Y scheme

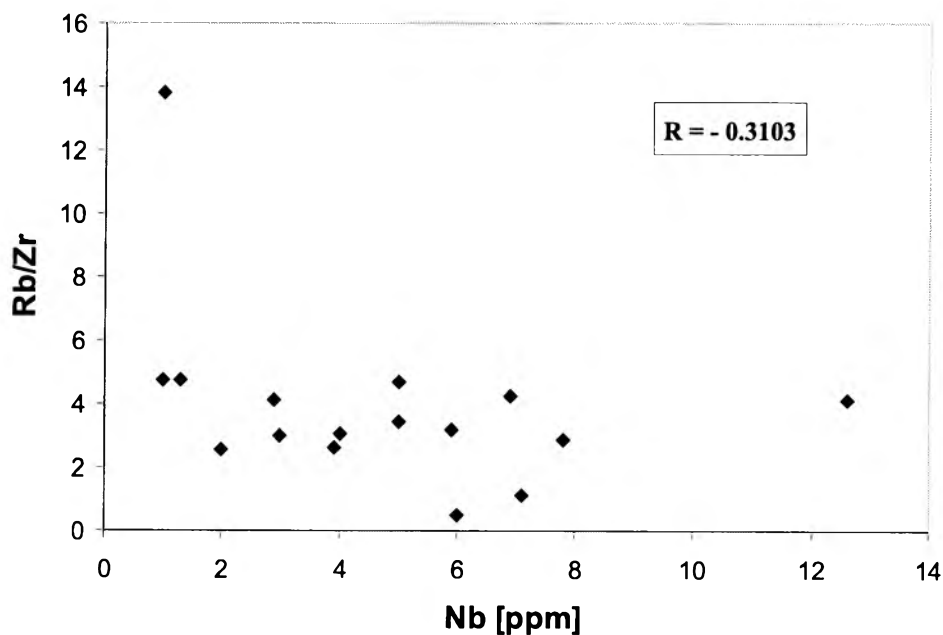
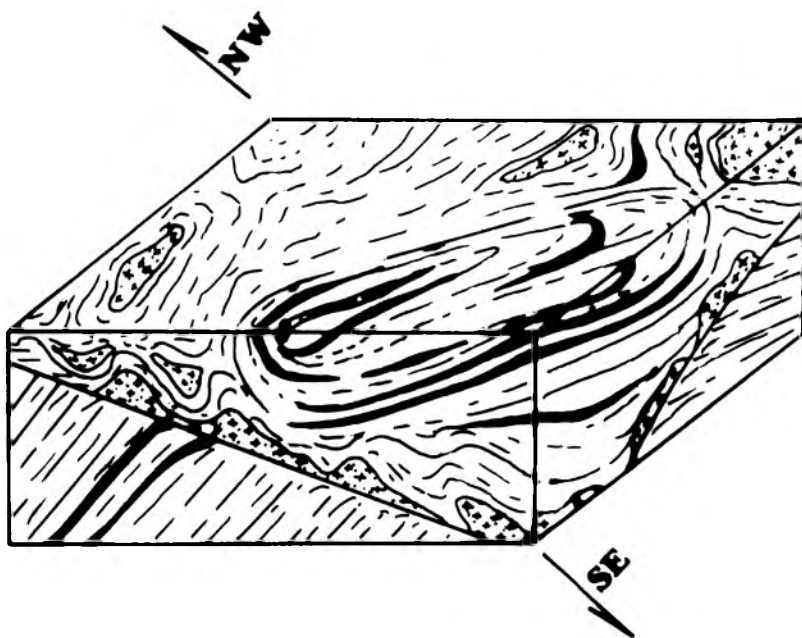


Fig. 44 b. Słaba negatywna korelacja dla próbek alaskitów w układzie Rb/Zr–Nb  
 Fig. 44 b. Weak negative correlation for the alaskite samples in the Rb/Zr–Nb scheme

sugerują nasuwanie z SE–ESE ku NW–WNW (por. rys. 3, 4; fot. 1, 3, 7). Skonstruowany na tej podstawie model graficzny przedstawia wczesnowaryscyjską kolizję w obrębie masywu krystalicznego Tatr Zachodnich (rys. 45).

Prezentowany w niniejszej pracy scenariusz wydarzeń różni się w dużym stopniu od modelu zaproponowanego w 1975 roku przez A. Skupińskiego. Jedynym wspólnym punktem jest założenie anateksis jako procesu prowadzącego do utworzenia leukogranitów. Niestety, wspomniany autor nie odróżnia alaskitów i leukogranitów brzeżnej strefy granitu Rohaczy, a więc nie można określić, o jakich leukogranitach pisze. Różnice w poglądach na wiek procesów metamorficznych i magmowych oraz ich przebieg wynikają z przyczyn historycznych. 25 lat temu inny był stan wiedzy o termodynamice procesów metamorficznych i topienia cząstkowego, analiza zaś skał zdeformowanych niekoaksjalnie nie była w Polsce znana. Również badania geochronologiczne i paleomagnetyczne przeprowadzone w ostatnich latach (np.: Janak, 1994; Gawęda, 1995; Kohut, 1998; Grabowski, Gawęda, 1999; Poller *et al.*, 2000 i wiele innych) pokazują, iż bezpośrednie porównanie obu modeli w zasadzie jest niemożliwe.



Rys. 45. Uproszczony model kolizji i generacji alaskitów dla trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich

Kierunek nasuwania GJS na DJS przedstawiają strzałki  
Szrafura jak na przekrojach geologicznych: rys. 3, 7, 9 itp.

Fig. 45. Simplified model of the collision and alaskite generation for the crystalline basement of the Western Tatra Mts.

The overthrust direction GJS over DJS is pointed by the arrows  
Hachure as in the cross-sections: figs. 3, 7, 9 etc.

## DYSKUSJA WYNIKÓW

### 10.1. Zakres migracji magmy – rola deformacji tektonicznych i cech fizycznych magmy

Deformacja, chociaż sama nie generuje procesu topienia, jest istotnym czynnikiem sterującym procesami intruzji i tworzenia się ciał magmowych bez względu na ich wielkość. Analiza małych plutonów (poniżej 200 km<sup>3</sup>), związanych z regionalnym reżimem kompresyjnym, potwierdza, iż morfologia ciał magmowych nawiązuje do regionalnego pola naprężeń. Lokuja się one zwykle w miejscach lokalnej ekstensji lub / i w miejscach o obniżonym stressie (Vignerresse, 1996). Wystąpienia alaskitów tatrzańskich, silnie związane z tektoniką fałdową i strefami ścinania (np. por. rys. 4, 7, 14, 15), wykazują lokalizację typową dla warunków kompresji tektonicznej.

Migracja magmy zachodziła na niewielką skalę, niekiedy można wręcz sugerować krystalizację *in situ* (np. synforma Ornaku, por. rys. 7). Proces ów był spowodowany trzema zasadniczymi czynnikami:

- 1) utratą składników lotnych warunkujących prężność i mobilność magmy,
- 2) wzmożoną krystalizacją w wyniku utraty gazów magmowych,
- 3) przeładowaniem składnikami restytowymi, zwłaszcza w strefach brzeżnych.

Wszystkie te czynniki przyczyniają się do wzrostu lepkości magmy (por. podrozdz. 8.2), ograniczając jej ruchliwość.

Obserwacje geologiczne pozwalają wnioskować, iż ruch magmy oraz deformacje tektoniczne (nasunięcia) trwały w trakcie krzepnięcia magmy. Cechy takie, jak rotacja kryształów, intensywne zafałdowania pierwotnej (magmaowej) foliacji (fot. 6) dowodzą, iż naprężenia ścinające działały przed i w trakcie krystalizacji (przypuszczalnie do temperatur około 550°C – Weber *et al.*, 1999).

Zdyferencjonowany stop reszkowy, zwykle bogatszy w Kfs od stopu macierzystego, mógł zostać wyciśnięty do stref „zmiękczonej” tektonicznie – pasemek ścinania, obserwowanych zarówno w skali szlifu mikrosko-

powego, jak i w skali odsłonięcia jako żyły stopu resztkowego. Najpóźniejsze odmiany alaskitów, bardzo drobnokrystaliczne, są wzbogacone w Kfs i Qtz. Wzbogacenie to mogło być powodowane zarówno ewolucją składu fluidu w kierunku odmian bogatych w CO<sub>2</sub>, jak i wzmożoną krystalizacją plagioklazu w pierwszym etapie zestalania się magmy (co jest typowe dla magm granitowych tworzących się w warunkach wysokich ciśnień) i stopniowym wyczerpywaniem się Ca i Na w toku krystalizacji.

Cechy petrograficzne alaskitów, takie jak:

- ubóstwo łyszczyków pierwotnych,
- przerastanie się skaleni i kwarcu (kinetyka reakcji kontrolowana jest wzajemnym oddziaływaniem powierzchni kryształów z wyłączeniem fluidu jako reagenta),
- rekrytalizacja skaleni (zwłaszcza potasowych) i nadrastanie kolejnych obwoidek,
- słaba strefowość chemiczna minerałów magmowych (plagioklazów, muskowitów, granatów),

są uważane za wskaźniki krystalizacji magmy w warunkach niedosycenia wodą (Kirkpatrick, 1981). Tym samym potwierdzają się sugestie, wynikające z modelowania chemicznego składu fluidu magmowego, o podrzędnej roli wody jako składnika magmowej fazy lotnej. Każdy spadek ciśnienia, pospolicie występujący w naturalnych systemach magmowych, jest przyczyną odmieszania się składników lotnych. Dodatkowo dwutlenek węgla, który prawdopodobnie był dominującym składnikiem fazy lotnej, jest słabo rozpuszczalny w magmie granitowej i przy spadku ciśnienia powinien ulec odmieszaniu. Ucieczkę składników lotnych mogą stymulować wszelkie nieciągłości tektoniczne oraz strefy ścinania podatnego, „rozmiękczone” tektonicznie i termicznie.

Mimo ogólnie drobnokrystalicznych struktur alaskity wykazują strefowe zróżnicowanie wielkości kryształów. Segregacja magmy zachodziła w warunkach deformacji niekoaksjalnej. Niekoaksjalny układ naprężeń powoduje rotację krystalizujących minerałów i ukształtowanie się kierunkowej tekstury oraz zróżnicowanie ciśnienia w kompleksie skalnym. Magma jest w takich warunkach wyrzucana do „cieni ciśnienia” – najczęściej szczelin dylatacyjnych i stref ścinania, którymi zachodzi ucieczka stopu resztkowego. Dynamiczny układ prowadzi do ekstrakcji małych porcji resztkowego stopu spośród już wykrytalizowanych składników oraz minerałów restytowych (typ *batch-melting*). Tłumaczy to lokalizację intruzji alaskitowych w strefach tektonicznie zaangażowanych.

Pierwszy model powstania alaskitów został podany przez J. Burcharta (1970). Autor ten zakładał anatektyczne pochodzenie alaskitów z „wyspy krystalicznej” Goryczkowej, definiując je jako palingenity. Teza ta do dziś jest niepodważalna. J. Burchart (1970) zakładał różne odległości transportu dla różnych wystąpień alaskitowych w Tatrach Zachodnich: dla

nicznego trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich sugerował długi transport (ok. 1 km). Ostatnia teza w świetle współczesnych danych wydaje się sporna. Opisywane przez autora segregacje Sil + Bt oraz Qtz – Afs są zbliżone do efektów małoskalowej migracji glinu w warunkach metamorfizmu i anatexis (Nabelek, 1997; Kerrick, 1988). Podstawowym dowodem na zróżnicowaną migrację magmy według J. Burcharta miały być różne udziały alaskitów w poszczególnych częściach Tatr Zachodnich. Prezentowane w niniejszej pracy dane sugerują zależność ilości wytwarzanego stopu od składu mineralnego/chemicznego skał wyjściowych („produktywności” protolitu) oraz od składu i ilości fazy lotnej. Stosunkowo szybka krystalizacja magmy w strefach ścinania, utrata składników lotnych, duża zawartość minerałów reliktowych i restytowych w strefach brzeżnych powodują zwiększenie lepkości magmy. Nie jest ona w stanie daleko migrować. Biorąc pod uwagę odległości od odsłoneń, traktowanych w tym opracowaniu jako miejsca źródłowe, można założyć migrację magmy rzędu 100–300 m.

## 10.2. Krystalizacja nierównowagowa i model dyferencjacji magmy

Drobnokrystaliczne struktury alaskitów na ogół wskazują na warunki znacznego przechłodzenia. Przechłodzenie mogło być nieco mniejsze w przypadku odmian fanokrystaliczno-porfirowych alaskitów zawierających fenokryształy skaleni (Swanson, 1977), tym niemniej stop wyjściowy zawsze doznawał przechłodzenia. Lokalizacja w strefach ścinania i małe rozmiary ciał alaskitów w pełni tłumaczą dość szybką utratę ciepła w trakcie krystalizacji.

Ubóstwo minerałów ciemnych i akcesorycznych – nośników REE i HFSE oraz reliktowy/restytowy charakter większości tych minerałów sugeruje brak pełnej równowagi między protolitem, restytem i stopem. Sytuacja taka zachodzi, gdy stop granitowy ekstrahowany jest ze źródła szybciej niż możliwe jest ustabilizowanie się równowagi termodynamicznej. W warunkach niedosycenia wodą, zbyt niskiej temperatury (700–800°C) i zmiennego gradientu termicznego proces taki jest faworyzowany, gdyż w niskich temperaturach wydłuża się czas między produkcją stopu a rozpuszczeniem w nim faz akcesorycznych do poziomu nasycenia. W toku anatexis dochodzi wtedy do rozdziału migracji pierwiastków głównych i niektórych pierwiastków śladowych. Efekt stanowi brak równowagi termodynamicznej pomiędzy pierwiastkami głównymi a LREE, koncentrującymi się w fosforanach (por. podrozdz. 8.1).

Proces krystalizacji nierównowagowej zbliża alaskity tatrzańskie do stopów generowanych w procesie migmatytyzacji (Sawyer, 1998). Obecność dodatkowo anomalii Eu w trzech próbach alaskitów można wytłumaczyć cał-

kowitym usunięciem skaleni (zarówno Kfs, jak i Pl) ze źródła w warunkach umiarkowanego zakresu topienia cząstkowego. Tezę tę potwierdza obecność dużych porfirokryształów Kfs i Ab w dwóch próbach alaskitów (OR2 i MA6). Trzecia z prób o dodatniej anomalii Eu zawiera turmalin. Jak wspomniałam wyżej, obecność boru w leukokratycznym stopie krzemianowym może wywołać anomalie krystalizacji i podwyższenie temperatury solidusu, co mogłoby sprzyjać utworzeniu dodatniej anomalii Eu.

Typowe dla większości granitoidów (w tym odmian leukokratycznych oraz segregacji migmatycznych) ujemne anomalie Eu zazwyczaj są interpretowane jako wynik topienia w warunkach niedoboru składników lotnych (*vapour-absent melting*), mieszania procesów topienia nierównowagowego oraz mechanicznego „zanieczyszczenia” monocytem reliktowym (S a w y e r, 1998).

Płaskie profile rozkładu REE (poza Eu) są typowe dla wielu wystąpień granitów syntektonicznych typu C<sub>ST</sub> (np. leukogranity Himalajów, Bretanii, Nowej Szkocji – por. podrozdz. 1.1). W większości badanych przypadków stwierdzono, że niskie zawartości REE mają związek z topieniem nierównowagowym głównych składników. Podobnie interpretuje się zubożenie w HFSE zarówno granitów anatektycznych, jak i segregacji migmatycznych powstałych w wyniku niekongruentnego topienia muskowitu (Harris, Inger, 1992).

Model restytu (White, Chappel, 1977) zakłada, że magma powstała z topienia minerałów uwodnionych, z których tworzy się układ stop + restyt. W pierwszym etapie lepkość układu stop–ciało stałe jest dość wysoka, stąd faza ciekła nie jest łatwo ekstrahowana. W takiej sytuacji niemal nigdy nie dochodzi do osiągnięcia układu idealnie ciekłego, pozbawionego materiału restytowego i relikтового. Przy przekroczeniu reologicznie krytycznej ilości stopu, gdy łamie się sztywny szkielet mineralny skały, cały układ zachowuje się jak ciecz bogata w kryształy. Ma on mniejszą lepkość niż nie stopiona skała metamorficzna, więc może się poruszać. Stress wynikły z płynięcia magmy oraz lepkość własna przeciwdziałają pełnemu oddzieleniu się materiału relikтового, dlatego w większości granitoidów materiał ten jest obecny. Proces dyferencjacji magmy anatektycznej w modelu restytu polega na oczyszczaniu się z minerałów metamorficznych (restytowych i/lub reliktowych) bez zmiany składu chemicznego magmy. Według B. W. Chappella *et al.* (1987) dowody na działanie modelu restytu w warunkach realnych intruzji granitoidowych to:

- podobieństwo składu minerałów restytowych (lub enklaw) i minerałów skał otoczenia,
- obecność minerałów niewątpliwie restytowych (kordieryt, syllimanit, granat),
- obecność niestrefowych jąder plagioklazów obrośniętych albitową otoczką,
- obecność „starych” cyrkonów bądź monacytów,
- trendy chemiczne SiO<sub>2</sub> – (Sr, MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, TiO<sub>2</sub>).

W przypadku alaskitów Tatr Zachodnich wszystkie cechy petrograficzne i geochemiczne spełniają model restytu. Jediną trudnością, której autorzy modelu niestety nie precyzują, jest niemożność jednoznacznego odróżnienia minerałów restytowych (*restites*) od reliktowych (*resisters*; Pitcher, 1997). W rozpatrywanym przypadku można założyć, że restytami są: sylimanit i K-skaleń (z rozpadu  $Ms + Qtz$ ) oraz sporadycznie występujący sapfiry (w agregatach z sylimanitem). Granaty z alaskitów mogą być interpretowane jako zrekrytalizowane minerały reliktowe (por. podrozdz. 8.1). Niewątpliwie minerałem reliktowym jest biotyt. Obecność biotyту relikowego pozwala sklasyfikować badane skały jako granity parautochtoniczne lub autochtoniczne (Chappell *et al.*, 1987). Tezie tej pozornie przeczą strefy reakcyjne na kontaktach alaskitów ze skałami metamorficznymi. Obecność tych stref (zresztą bardzo wąskich – 1,0–1,5 cm szerokości) można wytłumaczyć brakiem równowagi w warunkach szybkiego stygnięcia i krystalizacji (por. podrozdz. 8.1).

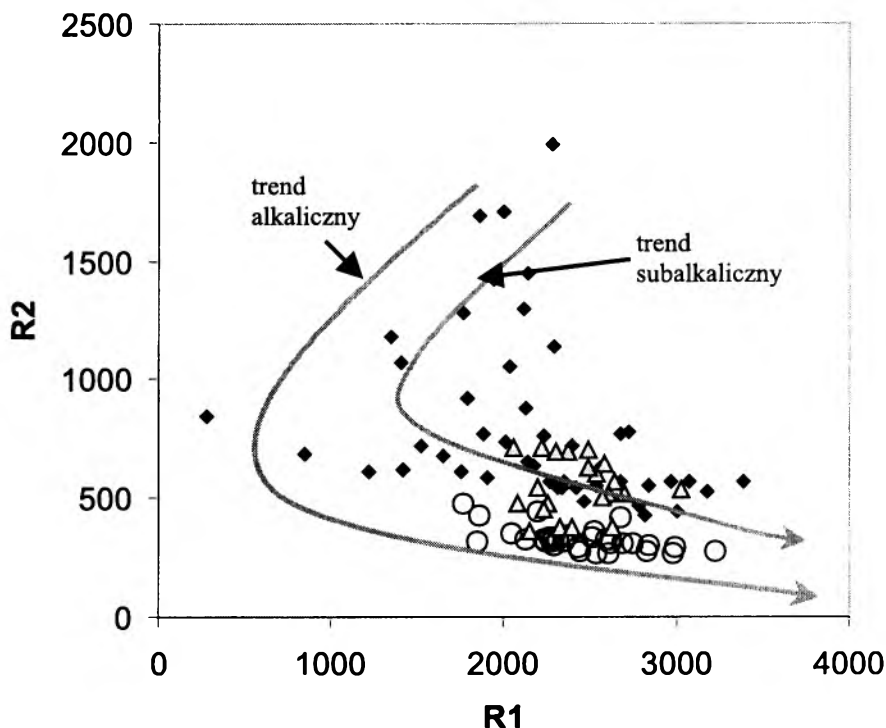
### 10.3. Przynależność klasyfikacyjna alaskitów i model geometryczny intruzji tatrzańskich

Przedstawione dane terenowe, petrograficzne i geochemiczne pozwalają zaliczyć alaskity do grupy leukogranitów peralumionowych, synkolizyjnych, nie związanych z subdukcją. Są to granity anatektyczne, typu S, powstałe w procesie dekompozycji łatwo topliwych składników skał metamorficznych (rys. 38, 41 a). Zmienny skład skał wyjściowych powodował lokalne zmiany składu fazy lotnej oraz zmienne temperatury topienia skał. Ze względu na znikomy zakres migracji magmy należy je zaliczyć do granitów autochtonicznych lub parautochtonicznych.

Klasyfikacja Barbarina (1990), zacytowana na wstępie (por. podrozdz. 1.1), stawia istotne pytanie o źródło ciepła dla procesu generacji magmy. W omawianym przypadku należy wykluczyć intruzję w podłożu, której ciepło topiłoby skały osłony, generując magmę leukogranitową (typ  $C_{CA}$  lub  $H_{LA}$ , por. podrozdz. 1.2). Alaskity nie wykazują bowiem podobieństwa cech geochemicznych do pobliskiego granitu Rohaczy (rys. 29, rys. 46 oraz por. Kohut, Janak, 1994), poza tym – jak wynika z obserwacji terenowych (Gawęda *et al.*, 1999 b) – są od niego starsze.

Przypuszczalnym źródłem ciepła mogła być inwersja tektoniczna, związana z nasuwaniem „gorącej” Górnej Jednostki Strukturalnej na „chłodną” Dolną Jednostkę Strukturalną. Subdukcja materiału skorupowego na głębokość odpowiadającą górnemu płaszczowi w warunkach nasuwania i znaczącego pogrubienia skorupy powoduje nagromadzenie zwiększonej ilości pierwiastków radioaktywnych lub produktów ich reakcji, czyli tzw. **tarm** 119





Rys. 46. Położenie próbek alaskitów, granitów Tatr Wysokich oraz skał metamorficznych GJS na diagramie R1-R2 Batchelora, Bowdena (1985), zmodyfikowanym przez Debona, LeForta (1988). Alaskity leżą w trendzie alkalicznym, a granity Tatr Wysokich w trendzie subalkalicznym. Przebieg trendów wg: Debona i LeForta (1988)

Objaśnienia symboli: puste kółka – alaskity, trójkąty – wybrane granity Tatr Wysokich (analizy wg: Kohuta, Janaka, 1994), pełne romby – wybrane skały metamorficzne (baza danych autorki)

Fig. 46. The plot of alaskite, High Tatra granites and GJS metamorphic rocks samples on the multicatic diagram (after Batchelor, Bowden, 1985), modified by Debon & LeFort (1988). Alaskites plot in the alkaline trend, while the High Tatra granite plot in the subalkaline trend. Trends according to Debon, LeFort (1988)

Symbols explanations: empty circles – alskites, triangles – selected High Tatra Granites (analyses according to Kohut, Janak, 1994), full rhombs – selected metamorphic rocks (authors database)

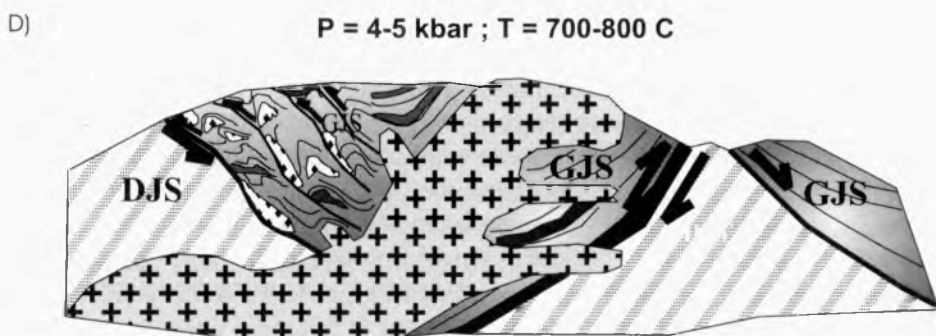
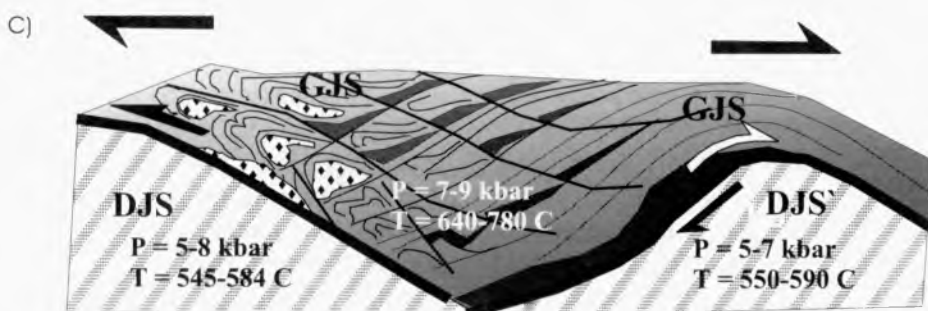
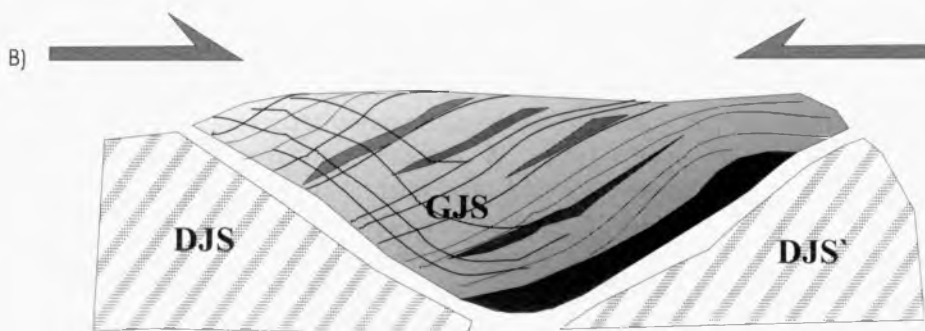
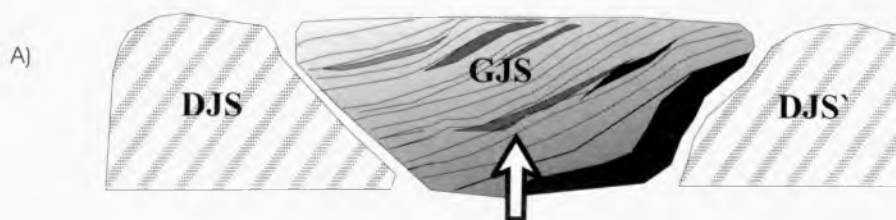
(**tarm** = *tectonically accreted radioactive material*; Jamieson *et al.*, 1998). Model orogenu typu Barrow, opierający się na tektonicznym nagromadzeniu materiału wzbogaconego w pierwiastki radioaktywne, a przyjęty przez R. A. Jamieson *et al.* (1998), odpowiada sytuacji przedstawionej w niniejszej pracy. Założenie źródła ciepła o charakterze **tarm** jest tym bardziej prawdopodobne, iż w obrębie GJS po stronie słowackiej stwierdzono fragmenty zamfibolizowanych eklogitów, przypuszczalnie fragmentów dolnej skorupy Ziemi lub płaszcza Ziemi, wkomponowane tektonicznie w strefę ściskania (Hovorka, 1980; Janak *et al.*, 1996). Można zatem sugerować, iż „odwarstwienie” (*delamination*) i tektoniczne nasunięcie płaszczowiny zbudowanej z fragmentów dolnej skorupy/górnego płaszcza Ziemi spowodowało

wzbogacenie materiału radioaktywnego w tzw. *mantle tarm* (materiał radioaktywny pochodzący z płaszcza). Pewne znaczenie mógł mieć przepływ ciepła z płaszcza Ziemi w zachowanej strefie subdukcji, sugerowany przez U. Poller *et al.* (2000). Autorzy wzmiankowanej publikacji nie precyzują, jaki charakter miał dopływ ciepła. Można przypuszczać, że chodzi o pióropusz płaszcza w rejonie obecnych Tatr.

Inna warta rozpatrzenia możliwość doprowadzenia ciepła niezbędnego dla anateksis to intruzje skał magmowych o bardziej maficznym charakterze (gabra – dioryty). Hipotezę taką przyjmują badacze słowaccy (Kohut *et al.*, 1999), jako że intruzje gabrowe (zwykle źle zachowane) są obecne w wielu trzonach krystalicznych Karpat wewnętrznych (np. masyw Braniska, superjednostka weporska – Kohut *et al.*, 1999). W Tatrach skały maficzne reprezentują dioryty kwarcowe, obecne zarówno jako drobne intruzje wśród skał metamorficznych, jak i enklawy w granicie Tatr Wysokich (Doniecki, 2000; Kohut, Janak, 1994). Dane izotopowe wskazują na pochodzenie płaszczowe magmy diorytowej (Poller *et al.*, 1999). I. Petrik (2000) uważa je za fragmenty zhybrydyzowanego gabra.

Przy obecnym stanie wiedzy, a zwłaszcza braku systematycznych pomiarów izotopowych Sm-Nd i niejasnej pozycji geologicznej diorytów kwarcowych, trudno sprecyzować, która z prezentowanych możliwości miała większe znaczenie w procesie anateksis i tworzenia magmy alaskitowej. Biorąc pod uwagę przedstawione w niniejszej pracy dane, alaskity tatrzańskie można zaliczyć do typu C<sub>ST</sub> według B. Barbarina (1990). Większość cech alaskitów (lokalizacja w fałdowych strukturach geologicznych, związek z procesami nasuwczymi, przyjęty model restytu, skład chemiczny pierwiastków głównych i śladowych) upodabnia badane skały do leukogranitów himalajskich (por. podrozdz. 1.1, pkt A), leukogranitów Montallegre (por. podrozdz. 1.1, pkt C) i leukogranitów kalifornijskich (por. podrozdz. 1.1, pkt E).

Istotnym problemem czysto geometrycznej natury jest stwierdzenie w skałach krystalicznych masywu Tatr dwu wzajemnie przeciwstawnych pól naprężeń: języki i soczewy alaskitowe zapadają w przybliżeniu na SE (podobnie jak foliacja S2), gdy tymczasem młodszy od alaskitów granit Rohaczy zapada na NW, czemu także towarzyszy wybitna foliacja (Kohut, Janak, 1994). Rozwiązaniem tego problemu może być założenie kolizji trzech hipotetycznych fragmentów skorupy, z których płyta **DJS** odpowiada Dolnej Jednostce Strukturalnej po stronie północnej, płyta **DJS'** – Dolnej Jednostce Strukturalnej po stronie południowej, płyta **GJS** zaś stanowi porwak tektoniczny dolnej skorupy / górnego płaszcza (Hovorka, 1994; Janak *et al.*, 1999; Gawęda *et al.*, 2000 a), wyniesiony tektonicznie i nasunięty na dwie chłodniejsze płyty w procesie kolizji fragmentów litosfery (rys. 47 a, b, c, d). Fragmenty te były oddzielone dwoma wzajemnie przeciwstawnymi strefami ścinania, z których jedna, zapadająca na NW, zdominowała tektonikę masywu w trakcie późnowaryscyjskiej ewolucji tektonomagmowej. Strefa ta stanowiła drogę migracji dla plutonu Rohaczy, intrudującego w wa-



runkach dekompresji i ekstensji ( $P = 4\text{--}6$  kbar – *Ludhova, Janak, 1996; Piwowski, Gawęda, 1998*). W modelu tym foliacja zapadająca na SE rozwija się tylko po N–NW stronie płyty **GJS** w wyniku tworzenia zespołu płaszczyzn poślizgowych. Płaszczyzny te stanowią także drogi ucieczki wytapianego stopu granitowego.

Proponowana tu hipoteza w ogólnych zarysach jest zgodna z sugerowanym modelem subdukcji i nasunięcia w Tatrach Zachodnich (*Poller et al., 2000*). Różnice w charakterze płyty dolnej w części północnej i brak intruzji alaskitowych w modelu słowackim wynikają z nieznamośności budowy geologicznej polskiej części Tatr Zachodnich przez autorów tej publikacji. Zakładany w prezentowanej pracy model geometryczny stanowi analogię do ewolucji peryatlantyckich struktur paleozoicznych (kaledońsko–waryscyjskich) Oceanu Iapetus oraz francuskich waryscydów (*Matte, 1986*). Jednocześnie powyższą hipotezę traktuję jako głos w dyskusji nad współwystępowaniem w terranach waryscyjskich dwu typów magmatyzmu granitoidowego, zwykle różniących się cechami petrograficznymi i pochodzeniem (por. *Harrison et al., 1997*).

#### 10.4. Znaczenie alaskitów dla odtworzenia wczesno-waryscyjskiego reżimu geotektonicznego w Centralnych Karpatach Wewnętrznych

Analiza kompleksów krystalicznych występujących w Centralnych Karpatach Zachodnich wskazuje, że ich rozwój był podobny. Niemal we wszystkich trzonach krystalicznych w obrębie Tatricum (*Hovorka, 1980; Petrik et al., 1994; Kohut et al., 1996*) stwierdza się następujące po sobie etapy:

A. Kolizja i pogrubianie skorupy kontynentalnej w wyniku nasunięcia śródkontynentalnego.

B. Formowanie magm anatektycznych w warunkach niskiej aktywności tlenu i przy obecności grafitu.

---

Rys. 47. Uproszczony model tektoniczny budowy kompleksu krystalicznego Tatr Zachodnich  
**A)** etap 1 (prekolizyjny) – wyniesienie płyty centralnej (GJS) i początek kolizji, **B)** etap 2. (kompresja) – kolizja 3 mikroplyt, wytworzenie dwu przeciwstawnych stref ścinania, **C)** etap 3. (inwersja metamorficzna) – nasuwania, fałdowania i topienie cząstkowe, **D)** etap 4 (dekompresja izotermiczna) – intruzja granitu Rohaczy wzdłuż strefy ścinania zapadającej na NW  
 1 – eklogity zamfibolizowane, 2 – amfibolity, 3 – Górna Jednostka Strukturalna, 4 – Dolna Jednostka Strukturalna, 5 – alaskity, 6 – granit Rohaczy

Fig. 47. Simplified tectonic model of the Western Tatra Mts. crystalline basement

**A)** stage 1 (pre-collisional) – uplift of the central plate (GJS) and the beginning of collision, **B)** stage 2 (compression) – collision of 3 microplates and formation of two shear zones, **C)** stage 3 (metamorphic inversion) – overthrusting, folding and partial melting, **D)** stage 4 (isothermal decompression) – Rohacze granite intrusion along the NW-dipping shear zone  
 1 – amphibolitized eclogites, 2 – amphibolites, 3 – Upper Structural Unit, 4 – Lower Structural Unit, 5 – alaskites, 6 – Rohacze granite

C. Ekstensja i poligeniczna intruzja granodiorytów-tonalitów (tzw. granit główny).

Karpackie magmy leukogranitowe (poza tatrzańską literaturą polską słowo **alaskit** nie było używane – por. K o h u t, 2000) mają zbliżone cechy geochemiczne i petrograficzne: są peraluminowe, zawierają granaty o składzie almandynu-spessartynu i syllimanit, towarzyszą im pegmatyty i aplity przy jednoczesnym braku rozwiniętej migmatytyzacji. W strefach kontaktu obserwuje się obfity syllimanit oraz pomagmowy muskowit. Magmy te są klasyfikowane jako typ S (wg: Chappell, White, 1974). Powstawały w procesie dehydratacji – topienia muskowitu, bez dopływu fluidu, przy ograniczonym dostępie tlenu (brak magnetytu i tytanitu w obecności grafitu jako składnika topionych skał otaczających – Petrik *et al.*, 1994; Gawęda, Cebulak, 1999). Procesy topienia cząstkowego i segregacji magm zachodziły w warunkach kulminacji metamorfizmu ( $T = 750\text{--}850^{\circ}\text{C}$ ,  $P \sim 8\text{--}10$  kbar; Vo z a r o v a, 1993; K o h u t *et al.*, 1996). Skład izotopowy leukogranitów karpackich wskazuje na „recykling” materiału płaszcza Ziemi obecnego w skałach źródłowych ( $I_{\text{Sr}} = 0,7057$  dla leukogranitów Velkiej Fatry – K o h u t *et al.*, 1996;  $I_{\text{Sr}} = 0,70627$  dla zbiorczej izochrony granitów Velkiej i Malej Fatry – B a g d a s a r y a n *et al.*, 1992;  $I_{\text{Sr}} = 0,70625$  dla pegmatytów alaskitowych Tatr Zachodnich – G a w ę d a, 1995). Interpretując wyniki pomiarów izotopowych Sr oraz diagramów petrogenetycznych opartych na pierwiastkach śladowych, trzeba jednak wykazać daleko posuniętą ostrożność. Przykładem tzw. interpretacji bezpośredniej, bez uwzględnienia kontekstu geologicznego, a ponadto opartej na przypadkowo pobranych próbach ze stref tektonicznych na przełęczach i ze ścieżek turystycznych, jest praca A. W i ł a m o w s k i e g o (1998). Autor próbuje interpretować niskie wartości  $I_{\text{Sr}}$  dla pegmatytów z Tatr Zachodnich, pochodzące z pracy A. G a w ę d y (1995), jako dowód na „płaszczowe” pochodzenie magmy granitowej. W cytowanej pracy autor nie podaje kontekstu geologicznego analizowanych próbek granitoidów, pomija bez dyskusji tezy o dziedziczeniu cech izotopowych w czasie recyklingu skał skorupy w Karpatach wewnętrznych (G a w ę d a, 1995; K o h u t, 1998). Nie odnosi się też do podziału genetycznego granitoidów tatrzańskich (por. H o v o r k a, 1980; K o h u t, J a n a k, 1994; G r a b o w s k i, G a w ę d a, 1999). Interpretacja danych izotopowych Sr-Rb zaprezentowana przez autorkę dla pegmatytów Tatr Zachodnich (G a w ę d a, 1995) bliska jest sugestiom I. P e t r i k a (2000) opartym na analizie dostępnych danych Sr-Rb i Nd-Sm. W obu pracach autorzy wiążą niskie wartości  $I_{\text{Sr}}$  ( $< 0,708$ ) dla leukogranitów i ich pegmatytów z dziedziczeniem cech wyjściowych metaszarogłazów i metabazaltów (amfibolitów o charakterze MORB; G a w ę d a *et al.*, 2000), i zakładają recykling materiału metamorficznego. Zauważalne jest też podobieństwo warunków geotektonicznych, definiowanych jako kolizja kontynentalna z towarzyszącym pogrubieniem skorupy kontynentalnej oraz zbliżone wieki izotopowe, otrzymane dla leukogranitów, leżące w interwale 340–380 mln lat (B a g d a s a r y a n *et al.*, 1992; G a w ę d a, 1995; P e t r i k *et al.*, 1996; J a n a k *et al.*, 1998; P o l l e r *et al.*, 2000).

Sugerowany model generacji magmy alaskitowej w wyniku topienia cząstkowego metapelitów bogatych w muskowit, w warunkach ograniczonego dostępu tlenu i niedoboru wody, wymaga założenia dość wysokiego ciśnienia (ok. 10 kbar = ok. 30 km głębokości) oraz względnie niskiego gradientu geotermicznego (rzędu 20°/km; Hall, 1971). Takie warunki termobaryczne przy tektonicznie wymuszonej segregacji stopu uniemożliwiają powstanie rozległej migmatytyzacji lub nawet kompletnego stopienia skał źródłowych. Jednocześnie przyjęcie założenia o niskim gradiencie termicznym w prewaryscyjskim prakarpackim terranie metamorficznym tłumaczy niskie stężenia pierwiastków ziem rzadkich i niemobilnych pierwiastków kompatybilnych. Pierwiastki te są uruchamiane w odpowiednio wysokich temperaturach i przy nasyceniu stopu wodą.

Nasycenie wodą, którego brak w warunkach magmowych, musiało być osiągnięte na późnych etapach rozwoju magm leukogranitowych, czego dowodem są żyły pegmatytowe i aplitowe. Obecność pegmatytów i aplitów stanowi kolejną wspólną cechę wystąpień leukogranitów karpackich. Wytłumaczeniem ich obecności jest frakcjonacja magm leukogranitowych aż do poziomu nasycenia składnikami lotnymi. W Tatrach Zachodnich brak jest pegmatytów z rozwiniętą strefą krystalną i późnohydrotermalną mineralizacją, strefowość zaś pegmatytów rozwinęła się na ogół w niepełny sposób (Gałęda, 1992 a, b; Gałęda, 1993). Świadczy to o tym, iż mimo obecności składników lotnych w wystarczającej ilości dla utworzenia pegmatytów ich prężność była zbyt niska dla pełnego rozwoju procesu pegmatytowego, a znikoma zawartość składników „maficznych” oraz śladowych uniemożliwiała krystalizację późnych paragenez pegmatytowych (epidoty, zeolity, węglany itp.) często spotykanych w innych obszarach. Odnotowane w niektórych karpackich pegmatytach wystąpienia minerałów Be-Ta-Nb-REE sugerują, że charakter mineralizacji pegmatytowej zależał silnie od warunków lokalnych. W Tatrach Zachodnich najbardziej rozprzestrzenione migmatyty stromatytowe pochodzenia dyferencjacyjnego rozwijały się przypuszczalnie wcześniej niż procesy generacji magmy alaskitowej, szlirowate zaś i ptygmatytowe migmatyty iniekcyjne, związane z intruzjami alaskitów, mają bardzo ograniczony zasięg (Burda, Gałęda, 1997).

## 10.5. Alaskity jako wskaźnik pochodzenia trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich

W karpackich trzonach krystalicznych brakuje wystarczającej ilości pomiarów paleomagnetycznych, aby określić ich pochodzenie. Częstkowe dane, dotyczące wieków głównych wydarzeń tektonometamorficznych i magmatyzmu granitowego, sprawiają, iż wszelkie interpretacje geotektoniczne mają poniekąd charakter spekulacji. W przypadku alaskitów pomiary paleomag-

netyczne są niemożliwe do wykonania z powodu nieistnienia w składzie tych granitów magnetycznych faz mineralnych (magnetytu, ilmenitu). Z tego względu nie da się porównać kierunków magnetycznych potencjalnie zakonserwowanych w alaskitach, a kierunki magnetyczne skał metamorficznych zostały zresetowane przez gorącą intruzję granitu Rohaczy. Tym niemniej należy podsumować faktografię dotyczącą magmatyzmu synteektonicznego i porównać dane z podobnymi wystąpieniami w Europie i na świecie. Porównanie to nasuwa dwa podstawowe wnioski:

1. Alaskity Tatr Zachodnich tworzyły się w warunkach tektonicznych oraz temperaturowo-ciśnieniowych zbliżonych do leukogranitów obecnych w młodym orogene himalajskim. Zarówno inwersja metamorficzna, charakter procesu topienia cząstkowego, jak i cechy petrograficzne oraz przynależność klasyfikacyjna do typu  $C_{ST}$  (por. podrozdz. 1.1) stanowią o podobieństwie obu przypadków magmatyzmu. Można zatem rejon Tatr Zachodnich wstępnie uznać za „paleominiaturę” orogenu himalajskiego w odniesieniu do kompresyjnego stadium rozwoju.

2. Porównanie rozwoju procesów magmatyzmu granitowego w waryscydach Europy Zachodniej i Środkowej pozwala stwierdzić, iż w ewolucji waryscydów europejskich istotną rolę odegrał epizod tektonometamorficzny, datowany na schyłek dewonu – początek karbonu, a związany ze stopniowym zamykaniem Proto-Tetydy (Ziegler, 1986). Było to stadium wielostopniowej kolizji mikrokontynentów w szerokim przedziale wieku 370–300 mln lat (Matte, 1986), związane z powszechną w strukturach waryscyjskich Europy inwersją metamorfizmu, tworzeniem płaszczowin krystalicznych i intensywnym fałdowaniem. Z tym stadium rozwoju łączyło się topienie cząstkowe i generacja stopu leukogranitowego. Wszystkie europejskie leukogranity synteektoniczne są związane przestrzennie ze strefami ścinania podatnego, nasunięciami, fałdami wielkoskalowymi. Nie zawierają maficznych enklaw, za to obfite są składniki restytu i ksenolity skał metaosadowych. Wiek kolizji/generacji magmy przesuwają się od południa (380–340 mln lat) na północ (340–300 mln lat).

Proponowany w pracy model rozwoju metamorficzno-magmowego jest zbliżony do przedstawionego wcześniej ogólnego schematu rozwoju waryscydów europejskich. Podobnie jak inne leukogranity prealpejskich trzonów krystalicznych Karpat, alaskity tatrzańskie mają charakter synteektoniczny (por. rozdz. 9), zbliżone warunki metamorfizmu skał otoczenia (por. rozdz. 3) oraz zmian kontaktowych (por. podrozdz. 8.1). Podobne cechy wykazuje większość leukogranitów w obrębie waryscydów Europy (np. Strong, Hanmer, 1981; Holz, 1989). Obecność alaskitów w Tatrach Zachodnich staje się jednym z czynników pozwalających stwierdzić przynależność masywu Tatr Zachodnich do waryscydów Europy Środkowej i Zachodniej. Podobne wnioski nasunęła analiza amfibolitów Tatr Zachodnich (Gawęda *et al.*, 2000c). Porównanie wieków kolizji pozwoli zdefiniować orientacyjne położenie obecnego masywu tatrzańskiego w łuku waryscydów. Publi-

kowane oznaczenia wiekowe wskazują na interwał 340–370 mln lat (Gawęda, 1995; Poller *et al.*, 2000), a więc masyw krystaliczny Tatr musiał znajdować się w południowej części pasa orogenicznego Proto-Tetydy.

Przyjęcie założenia o związku procesów tektonomagmowych Tatr Zachodnich (czy raczej ogółu trzonów krystalicznych Karpat) i łańcucha waryscydów europejskich nakazuje zmodyfikować użyte wcześniej sformułowanie: „**paleominiatura**” Himalajów. Proces generacji magm leukogranitowych miał bez wątpienia szerszy zasięg niż w Himalajach, określenie „miniatura” zatem może się odnosić tylko do samych Tatr, a nie do stadium tektonomagmowego obejmującego całe waryscydy Europy.



## WNIOSKI

Przedstawione w pracy fakty pozwalają na wyciągnięcie następujących wniosków:

1. Magma alaskitowa powstała w wyniku topienia cząstkowego skał metamorficznych Górnej Jednostki Strukturalnej. Zróżnicowanie petrograficzne materiału źródłowego oraz dostępność i rodzaj składników lotnych były podstawowymi czynnikami wpływającymi na zakres topienia cząstkowego i skład granitowego stopu anatektycznego. Mechanizm topienia opisuje reakcja topienia–dekompozycji muskowitu z utworzeniem restytu bogatego w syllimanit.

2. Udział stopu zmieniał się w zakresie 9–36% obj., nie przekraczając jednak wartości krytycznych dla reologii skał krystalicznych (RCMF). Tym samym niemożliwe było utworzenie jednolitego, zwartego ciała magmowego, magma alaskitowa zaś w formie rozproszonych mikroplutonów została uwieczona blisko miejsca swej generacji. Preferowane lokalizacje to jądra fałdów i strefy ścinania.

3. Skład fluidu magmowego zmieniał się w toku krystalizacji przy ogólnym niedoborze  $H_2O$ . Obecność grafitu w skałach otoczenia wpływała na obniżenie lotności tlenu i dominację  $CO_2/CH_4$  w fazie lotnej.

4. Warunki tektoniczne posadowienia ciał alaskitowych wpływały na szybką utratę składników lotnych. Wynikiem tego procesu była wzmożona krystalizacja i wzrost lepkości magmy. Lepka magma nie była w stanie usunąć składników restytu, co dodatkowo zwiększało jej lepkość, zapętlając tym samym proces.

5. Warunki generacji magmy alaskitowej odpowiadały warunkom metamorfizmu panującym w Górnej Jednostce Strukturalnej. Temperatura magmy w toku krystalizacji doznawała perturbacji związanych z utratą składników lotnych oraz ze wzmożoną krystalizacją. Efektem ubocznym był rozpad biotytu oraz rozwijające się jego kosztem metastabilne zespoły mineralne: syllimanit + skałen potasowy oraz sappfiryń + skałen potasowy + syllimanit + kwarc.

6. Kierunkowa więźba alaskitów jest po części cechą odziedziczoną po skałach źródłowych, po części zaś wynika z syntektonicznego charakteru intruzji.

7. Słaba zmienność składu chemicznego i cech petrograficznych alaskitów tatrzańskich może być interpretowana w kategoriach modelu restytu. Alaskity mogą być więc uznane za granity parautochtoniczne lub autochtoniczne typu S.

8. Alaskity wykazują cechy granitów synteektonicznych. Tworzyły się w warunkach kolizji fragmentów litosfery. Czas kolizji/topienia może być oszacowany na interwał 340–370 mln lat.

9. Alaskity Tatr Zachodnich stanowią pozostałość wczesnowaryscyjskiej kolizji w obrębie prakontynentu karpackiego. Są one też elementem spajającym rozcłanowane w wyniku orogenezy alpejskiej (a więc trudne do porównań i interpretacji) trzony krystaliczne Karpat Wewnętrznych. Obecność synkolizyjnych leukogranitów – obok amfibolitów – łączy także Tatry Zachodnie ze strukturami waryscyjskimi Europy Środkowej i Zachodniej. Szczegółowe analizy porównawcze, a zwłaszcza badania geochronologiczne, pomogą w przyszłości zrekonstruować obraz wydarzeń tektomagmowych w obrębie prakontynentu karpackiego oraz udokumentować jego łączność ze strukturami europejskimi.

## LITERATURA

- Bac-Moszaszwili M., 1996: *Podnoszenie masywu Tatr w trzecio- i czwartorzędzie*. W: *Materiały I Ogólnopolskiej Konferencji, Zakopane 6–9.10.1995*, s. 68–71.
- Bachman P. K., Leers D., Lydtin H., 1991: *Towards a general concept of diamond chemical vapour deposition*. *Diam. Rel. Mat.*, **1**, s. 1–12.
- Bagdassarov N., Dorfman A., 1998: *Granite rheology: magma flow and melt migration*. *J. Geol. Soc.*, **155**, s. 863–872 [London].
- Bagdasaryan G. P., Gukasyan R. Ch., Cambel B., Kamenicky L., Macek J., 1992: *Granitoids of Mala Fatra and Velka Fatra Mts.: Rb/Sr isochron geochronology (Western Carpathians)*. *Geol. Carpathica*, **43**, 1, s. 21–25.
- Barbarin B., 1990: *Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting*. *Geol. J.*, **25**, s. 227–238.
- Batchelor R. A., Bowden P., 1985: *Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters*. *Chem. Geol.*, **48**, s. 43–55.
- Benn K., Horne R. J., Kontak D. J., Pignotta G. S., Evans N. G., 1997: *Syn-Acadian emplacement model for the Sout Mountain batholith, Meguma Terrane, Nova Scotia: magnetic fabric and structural analyses*. *GSA Bull.*, **109**, 10, s. 1279–1293.
- Brown G. C., Thorpe R. S., Webb P. C., 1984: *The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma source*. *J. Geol. Soc.*, **141**, s. 413–426 [London].
- Bryan W. B., Finger L. W., Chayes F., 1969: *Estimating proportions in petrographic mixing equations by least squares approximation*. *Science*, **163**, s. 926–927.
- Burchart J., 1970: *Skąły krystaliczne Wyspy Goryczkowej w Tatrach*. *Stud. Geol. Pol.*, **32**.
- Burda J., 1995: *Migmatyty górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach Zachodnich*. Praca doktorska. Archiwum UŚ. Sosnowiec.
- Burda J., Gawęda A., 1997: *Mass-balance calculations in migmatites from the Upper Kościeliska Valley (The Western Tatra Mts., S-Poland)*. *Miner. Pol.*, **28**, 1, s. 53–68.
- Burnham C. W., 1979: *Magmas and hydrothermal fluids*. W: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2<sup>nd</sup> edition. Ed. H. L. Barnes. J. Wiley and Sons, Inc., s. 71–136.

- Cambel B., Petrik I., Vilinovič V., 1985: *Variscan granitoids of the West Carpathians in the light of geochemical – petrochemical study*. Geol. Zb. – Geol. Carpath., **36**, 2, s. 209–217.
- Cebulak S., Marynowski L., Gawęda A., 2000: *Organic matter migration in the tectonic zones of the Polish Western Tatra Mountains*. Acta Miner. – Petrogr. T. 41: *Minerals of the Carpathians – Conference*, s. 23.
- Chappell B. W., White A. J. R., 1974: *Two contrasting granite types*. Pacific Geol., **8**, s. 173–174.
- Chappell B. W., White A. J. R., Wyborn D., 1987: *The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis*. J. Petrol., **28**, 6, s. 1111–1138.
- Chorlton L. B., Martin R. F., 1978: *The effect of boron on the granite solidus*. Canad. Miner., **16**, s. 239–244.
- Clemens J. D., Vielzeuf D., 1987: *Constraints on melting and magma production in the crust*. Earth Planet. Sc. Letters, **86**, s. 287–306.
- Clemens J. D., 1988: *Volume and composition relationships between granites and their lower crustal source regions: an example from central Victoria, Australia*. Australian J. Earth Sci., **35**, s. 445–449.
- Collins W. J., Sawyer E. W., 1996: *Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation*. J. Metam. Geol., **14**, s. 565–579.
- Conolly J. A. D., 1995: *Phase diagram methods for graphitic rocks and application to the C-O-H-FeO-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>*. Contrib. Mineral. Petrol., **119**, s. 94–116.
- Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., 1984: *The interpretation of igneous rocks*. Ch. 14: *Trace elements in igneous processes*. IV-th. edition. George Allen & Unwin. London, s. 332–359.
- Davidson C., Grujic D. E., Hollister L. S., Schmidt S. M., 1997: *Metamorphic reactions related to decompression and synkinematic intrusion of leucogranite, High Himalayan Crystalline, Bhutan*. J. Metam. Geol., **15**, s. 593–612.
- Debon F., Le Fort P., 1988: *A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, application*. Bull. de Mineralogie, **111**, s. 493–510.
- Dingwell D. B., 1997: *The brittle-ductile transition in high-level granitic magmas: material constraints*. J. Petrol., **38**, 12, s. 1635–1644.
- Doniecki T., 2000: *Petrologia i warunki występowania skał diorytowych w strefie ścinania w rejonie Starorobociańskiego Wierchu*. Praca magisterska. Archiwum UŚ. Sosnowiec.
- Ebadi A., Johannes W., 1991: *Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>*. Contrib. Mineral. Petrol., **106**, s. 286–295.
- Gawęda A., 1992a: *Mineralogia pegmatytów Tatr Zachodnich*. Praca doktorska. Archiwum UŚ. Sosnowiec.
- Gawęda A., 1992b: *Zespoły mineralne i warunki krystalizacji kompleksu aplitowo-pegmatytowego z okolic Tomanowej Polskiej (Tatry Zachodnie)*. Arch. Miner., **47**, 2, s. 51–67.
- Gawęda A., 1993: *Struktura, skład mineralny i geneza pegmatytów polskiej części Tatr Zachodnich*. Arch. Miner., **49**, 2, s. 113–144.

- Gawęda A., 1995: *Geochemistry and Rb/Sr isochron age of pegmatites from the Western Tatra Mts. (S-Poland)*. Geol. Carpathica, **46**, 2, s. 95–99.
- Gawęda A., 2000: *Petrology and geotectonic setting of alaskites from the Western Tatra Mts. (W-Carpathians)*. Prace Specjalne PTMin, **17**, s. 141–143.
- Gawęda A., Jezierski A., Sachanbiński M., 1995: *Mineralogical characteristic of alkali feldspars from the Western Tatra Mts. (S-Poland)*. Miner. Pol., **26**, 1, s. 17–26.
- Gawęda A., Kozłowski K., 1995: *Petrographical and geochemical investigations of garnetiferous amphibolites from Upper Kościeliska Valley (Western Tatra Mts.)*. Miner. Pol., **26**, 2, s. 2137.
- Gawęda A., Piwkowski R., 1996: *Skąy metamorficzne polskich Tatr Zachodnich*. W: „Przyroda TPN a człowiek”. Materiały I Ogólnopolskiej Konferencji, Zakopane 6–9.10.1995, s. 75–77.
- Gawęda A., Pieczka A., Żabiński W., 1996: *Origin of some crystalline rocks from the Western Tatra Mts. in the light of ammonium ions content*. Miner. Pol., **27**, 2, s. 83–90.
- Gawęda A., Winchester J. A., Kozłowski K., Narębski W., 1996: *Geochemistry and paleotectonic setting of the amphibolites from the Western Tatra Mts. – S-Poland*. Prace Specjalne PTMin, **7**, s. 54–56.
- Gawęda A., Piwkowski R., Pieczka A., 1997: *Mineralogia turmalinów z „wyspy” Goryczkowej w Tatrach*. Prace Specjalne PTMin, **9**, 93–99.
- Gawęda A., Kozłowski K., 1998: *Magmatic and metamorphic evolution of the Polish part of the Western Tatra crystalline basement (S-Poland, W-Carpathians)*. W: XVI Congress of CBGA, Vienna 30.08–3.09.1998. Abstracts, s. 177.
- Gawęda A., Kozłowski K., Piotrowska K., 1998: *Tectonic development of the crystalline basement of the Polish part of the Western Tatra Mts*. Acta Universitatis Carolinae – Geologica, **42**, 2, s. 252–253.
- Gawęda A., Cebulak S., 1998: *Grafit jako wskaźnik petrogenety skąy kryształicznych Tatr Zachodnich*. Prace Specjalne PTMin, **11**, s. 81–83.
- Gawęda A., Cebulak S., 1999: *The origin of graphite in the crystalline basement of the Western Tatra Mts. (Western Carpathians, S-Poland)*. Geol. Carpathica, **50**, 4, s. 295–303.
- Gawęda A., Deditius A., Pawlik A., 1999a: *Thermal aureole at the contact with alaskite intrusion (W-Tatra Mountains, W-Carpathians)*. Acta Montan. Slov., **2/4**, CBGA Comm. Metam. Abstract Vol., s. 200–201.
- Gawęda A., Deditius A., Pawlik A., 1999b: *Metamorphic envelope of two granitic intrusions in the Wołowiec–Łopata massif (Western Tatra Mts., Central Western Carpathians)*. Miner. Pol., **30**, s. 63–80.
- Gawęda A., Kozłowski K., Piotrowska K., 2000a: *Early Variscan collision and generation of leucogranite melts in the Western Tatra Mountains (S-Poland, W. Carpathians)*. Journ. Czech Geol. Soc. Abstract Vol., **45**, 3–4, s. 230.
- Gawęda A., Pieczka A., Kraczką J., 2000b: *Origin of tourmalines from the Western Tatra Mountains*. Acta Mineral.-Petrogr., T. 41: Minerals of the Carpathians – Conference, s. 47.
- Gawęda A., Winchester J. A., Kozłowski K., Narębski W., Holland G., 2000c: *Geochemistry and paleotectonic setting of the amphibolites from the Western Tatra Mountains*. Geol. J., **35**, s. 69–85.

- Grabowski J., Gawęda A., 1999: *Preliminary paleomagnetic study of the High Tatra granites, Central Western Carpathians, Poland*. Geol. Quaterly, **43**, 3, s. 263–276.
- Hall A., 1971: *The relationship between geothermal gradient and the composition of granitic magmas in orogenic belts*. Contrib. Mineral. Petrol., **32**, s. 186–192.
- Hanson G. L., 1978: *The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition*. Earth Planet. Sci. Lett., **38**, s. 26–43.
- Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G., 1986: *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. W: *Collision tectonics*. Ed. M. P. Coward, A. C. Reis. Spec. Pub. Geol. Soc., **19**, s. 67–81.
- Harris N. B., Inger S., 1992: *Trace elements modelling of pelite-derived granites*. Contrib. Mineral. Petrol., **110**, s. 46–56.
- Harrison T. M., Lovera O., Grove M., 1997: *New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts*. Geology, **25**, 10, s. 899–902.
- Harrison T. M., Grove M., McKeegan K. D., Coath C. D., Lovera O. M., Le Fort P., 1999: *Origin and episodic emplacement of the Manaslu Intrusive Complex, Central Himalays*. J. Petrol., **40**, 1, s. 3–19.
- Herve F., Pankhurst R. J., Drake R., Beck M. E. Jr., Mpodosis C., 1993: *Granite generation and rapid unroofing related to strike-slip faulting, Aysen, Chile*. Earth Planet. Sci. Let., **120**, s. 375–386.
- Hoisch T. D., 1990: *Empirical calibration of six geothermobarometers for mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet*. Contrib. Mineral. Petrol., **104**, s. 225–234.
- Holtz F., 1989: *Importance of melt fraction and source rock composition in crustal genesis – the example of two granitic suites of northern Portugal*. Lithos, **24**, s.21–35.
- Holtz F., Johannes W., 1991: *Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various  $H_2O$  activities*. J. Petrol., **32**, part 5, s. 935–958.
- Hort M., 1998: *Abrupt change in magma liquidus temperature because of volatile loss or magma mixing: effect on nucleation, crystal growth and thermal history of the magma*. J. Petrol., **39**, s. 1063–1076.
- Hovorka D., 1980: *The West Carpathians crust origin and plutonite formations*. Geol. Zb.–Geol. Carpath., **31**, 4, s. 523–535.
- Hovorka D., 1994: *Meta-utramafite bodies within the pre-Carboniferous complexes of the Western Carpathians Central Zone: geodynamic setting*. Geol. Carpathica, **45**, 3, s. 145–149.
- Indares A., Martignole J., 1985: *Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite*. Amer. Miner., **70**, s. 272–278.
- Irving A. J., Frey F. A., 1978: *Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlite to rhyolite composition*. Geochim. Cosmochim. Acta, **42**, s. 771–787.
- James R. S., Hamilton D. L., 1969: *Phase relations in the system  $NaAlSi_3O_8$ – $KAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_7$ – $SiO_2$  at 1 kilobar water vapour-pressure*. Contrib. Mineral. Petrol., **21**, s. 111–141.
- Jamieson R. A., Beaumont C., Fullsack P., Lee B., 1998: *Barrowian regional metamorphism: where's the heat? W: What drives metamorphism and* **133**

*metamorphic reactions?* Ed. P. J. Treloar, P. J. O'Brien. Geol. Soc. Spec. Publ., **138**, s. 23–51.

Janak M., 1994: *Variscan uplift of the crystalline basement, Tatra Mts., Central western carpathians: evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser probe dating of biotite and P-T-t paths*. Geol. Carpathica, **45**, 5, s. 293–300.

Janak M., O'Brien P. J., Hurai V., Reutel C., 1996: *Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mountains, Western Carpathians*. Lithos, **39**, s. 57–79.

Janak M., Poller U., Hurai V., Kohut M., Ludhova L., Spišiak J., Todt W., 1998: *Metamorphic evolution of the Variscan basement in the Western Carpathians: the Tatric Unit*. Acta Univ. Carolinae – Geologica, **42**, 2, s. 272.

Janak M., Hurai V., Ludhova L., O'Brien P. J., Horn E. E., 1999: *Dehydration melting and devolatilization during exhumation of high-grade metapelites: the Tatra Mountains, Western Carpathians*. J. Metam. Geol., **17**, s. 379–395.

Jaroszewski W., 1965: *Budowa geologiczna górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach*. Acta Geol. Pol., **15**, 4.

Jung S., Hoernes S., Masberg P., Hoffer E., 1999: *The petrogenesis of some migmatites and granites (Central Damara Orogen, Namibia): evidence for disequilibrium melting, wall rock contamination and crystal fractionation*. J. Petrol., **40**, 8, s. 1241–1269.

Kahan S., 1969: *Eine neue Ansicht über den geologischen Aufbau des Krystallinikums der West-Tatra*. Acta Geol. Geogr. Univ. Comenianae – Geologica, **18**, s. 19–73.

Kapera A., Michalik M., 1996: *Grafit w skałach metamorficznych w Tatrach Zachodnich*. W: Przyroda TPN a człowiek. T. 1: Nauki o Ziemi. Kraków-Zakopane, s. 78–79.

Keppeler H., 1989: *The influence of the fluid phase composition on the solidus temperatures in the haplogranite system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O--CO}_2$* . Contrib. Mineral. Petrol., **102**, s. 321–327.

Kerrick D. M., 1988:  *$\text{Al}_2\text{SiO}_5$  – bearing segregations in the Lepontine Alps, Switzerland: Aluminium mobility in metapelites*. Geology, **16**, s. 636–640.

Kirkpatrick R. J. 1981: *Kinetics of crystallization of igneous rocks*. W: Kinetics of geochemical processes. W: Review in Mineralogy. Vol. 8, Ed. A. C. Lasaga, R. J. Kirkpatrick, MSA, s. 321–375.

Kohn M. J., Spear F. S., Valley J. W., 1997: *Dehydration-melting and fluid recycling during metamorphism: Rangeley Formation, New Hampshire, USA*. J. of Petrology, **38**, 9, s. 1255–1277.

Kohut M., Janak M., 1994: *Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: Field relations and petrogenetic implications*. Geol. Carpathica., **45**, 5, s. 301–311.

Kohut M., Carl C., Michalko J., 1996: *Granitoid rocks of the Vel'ka Fatra Mts. – Rb/Sr isotope geochronology (Western Carpathians, Slovakia)*. Geol. Carpathica, **47**, 2, s. 81–89.

Kohut M., 1998: *The geochemical and isotopic characteristics of the Hercynian granitoid rocks of the Western Carpathians – Slovakia: Evidences for crustal recycling*. XVI Congress of CBGA, Vienna 30.08.–3.09.1998, s. 270.

Kohut M., Kováč V. P., Kotov A. B., Salnikova E. B., Savatenkov V. M., 1999: *Sr and Nd isotope geochemistry of Hercynian granitic rocks*

- from the Western Carpathians – implications for granite genesis and crustal evolution. *Geol. Carpathica*, **50**, 6, s. 477–487.
- Kohut M., 2000: *Why are alaskites not present in the Slovak part of the Tatra Mountains?* *Prace Specjalne PTMin*, **17**, s. 187–189.
- Kozłowski K., 1996: *Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> polymorphs in the Western Tatra Mts. – indicators of metamorphic conditions?* *Prace Specjalne PTMin*, **7**, s. 27–29.
- Kozłowski K., Gawęda A., 1999: *Prewaryscyjska ewolucja metamorficzna kompleksu krystalicznego polskiej części Tatr Zachodnich*. Wyd. UŚ. Kato-wice.
- Kretz R., 1983: *Symbols for rock-forming minerals*. *Amer. Miner.*, **68**, s. 277–279.
- Kreutz S., 1930: *O tatrzańskim trzonie krystalicznym*. Wierchy, **8**, Kraków.
- LeFort P., 1975: *Himalayas: The collided range. Present knowledge of the continental arc*. *Am. J. Sci.*, **275 A**, s. 1–44.
- LeFort P., 1981: *Manaslu Leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement*. *J. Geophys. Res. Red., Ser.*, **86** (B 11), s. 10 545–10 568.
- LeFort P., Cuney M., Deniel C., France-Lanord C., Sheppard S. M., Upreti B. N., Vidal P., 1987: *Crustal generation of the Himalayan leucogranites*. *Tectonophysics*, **134**, s. 39–57.
- London D., 1999: *Stability of tourmaline in peraluminous granite systems: the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureoles*. *Eur. J. Mineral.*, **11**, s. 253–262.
- Ludhova L., Janak M., 1996: *The role of granitoid intrusion in the metamorphic evolution of the Tatra Mts., Western Carpathians (Slovakia)*. *Prace Specjalne PTMin*, **7**, s. 84–86.
- Maniar P. D., Piccoli P. M., 1989: *Tectonic discrimination of granitoids*. *GSA Bull.*, **101**, s. 635–643.
- Mapa geologiczna Tatr Polskich 1:30 000*. 1979. Wyd. Geol., Warszawa.
- Massonne H.-J., Schreyer W., 1987: *Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, s. 212–224.
- Matte P., 1986: *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe*. *Tectonophysics*, **126**, s. 329–374.
- McBirney A. R., Murase T., 1984: *Rheological properties of magmas*. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **12**, s. 337–357.
- Michalik A., Kotański Z., 1960: *Przewodnik LI Zjazdu PTG. Zakopane – opis wycieczki terenowej*. Zakopane.
- Michalik M., Popczyk R., Kusiak M., Paszkowski M., 2000: *Xenotime-zircon intergrowths in the Western Tatra leucogranites*. *Prace Specjalne PTMin*, **17**, s. 221–223.
- Miller C. F., Stoddard E. F., Bradfish L. J., Dollase W. A., 1981: *Composition of plutonic muscovite: genetic implications*. *Canadian Miner.*, **19**, s. 25–34.
- Miller C. F., 1985: *Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources?* *J. Geol.*, **93**, s. 673–689.
- Miller C. F., Wooden J. L., 1994: *Anatexis, hybridization and the modification of ancient crust: Mesozoic plutonism in the Old Woman Mountains area, California*. *Lithos*, **32**, s. 111–133.



- Montel J.-M., 1993: *A model for monazite/melt equilibria and application to the generation of granitic magmas*. Chem. Geol., **110**, s. 127–146.
- Montel J.-M., Vielzeuf D., 1997: *Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts*. Contrib. Mineral. Petrol., **128**, s. 176–196.
- Moreno-Ventas I., Rogers G., Castro A., 1995: *The role of hybridization in the genesis of Hercynian granitoids in Gredos Massif, Spain: inferences from Sr-Nd isotopes*. Contrib. Mineral. Petrol., **120**, s. 137–149.
- Nabelek P. I., 1997: *Quartz-silimanite leucosomes in high-grade schists, Black hills, South Dakota: A perspective on the mobility of Al in high grade metamorphic rocks*. Geology, **25**, 11, s. 995–998.
- Narębski W., Wichrowski Z., 1973: *Statistical-geochemical approach to the problem of origin of amphibolites of the Polish part of the West Tatra Mts*. Proc. Xth. Congr. CBGA, sec. IV, s. 158–174.
- Nash W. P., Crecraft H. R., 1985: *Partition coefficients for trace elements in silicic magmas*. Geochim. Cosmochim. Acta, **49**, s. 2309–2322.
- Neogi S., Dasgupta S., Fukuoko M., 1998: *High P-T polymetamorphism, dehydration melting, and generation of migmatites and granites in Higher Himalayan Crystalline Complex, Sikkim, India*. J. Petrol., **39**, 1, s. 61–99.
- Olsen S. N., 1984: *Mass-balance and mass-transfer in migmatites from the Colorado Front Range*. Contrib. Mineral. Petrol., **85**, s. 30–44.
- Olsen S. N., 1987: *The composition and role of the fluid in migmatites: a fluid inclusion study of the Front Range rocks*. Contrib. Mineral. Petrol., **96**, s. 104–120.
- Parrish R. R., Hodges K. V., 1996: *Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya*. GSA Bull., **108**, 7, s. 904–911.
- Patino-Douce A., Harris N., 1998: *Experimental constraints on Himalayan anatexis*. J. Petrol., **39**, 4, s. 689–710.
- Pawlica W., 1914: *Północna wyspa krystaliczna w Tatrach*. Rozpr. Pol. Acad. Um., A. 54, ser. 3. T. 54.
- Pawlik A., 1999: *Przemiany mineralogiczne w skałach poddanych ścinaniu z masywu Czerwony Wierch–Łopata w Tatrach Zachodnich*. Praca magisterska. Archiwum WNoZ UŚ. Sosnowiec.
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., 1984: *Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks*. J. Petrol., **25**, 4, s. 956–983.
- Peterson J. W., Newton R. C., 1990: *Experimental biotite-quartz melting in the KFMASH-CO<sub>2</sub> system and the role of CO<sub>2</sub> in the petrogenesis of granites and related rocks*. Amer. Miner., **75**, s. 1029–1042.
- Petrik I., Broska I., Uher P., 1994: *Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: age, source rocks, geotectonic setting and relation to the Variscan structure*. Geol. Carpathica, **45**, 5, s. 283–291.
- Petrik I., Kohut M., 1997: *The evolution of granitoid magmatism during the Hercynian orogen in the Western Carpathians*. W: Geological evolution of the Western Carpathians. Eds. P. Grecula, D. Hovorka, M. Putis. Mineralia Slovaca – Monograph. Bratislava, s. 235–252.
- Petrik I., 2000: *Multiple sources of the West-Carpathian Variscan granitoids: a review of Rb/Sr and Sm/Nd data*. Geol. Carpathica, **51**, 3, s. 145–158.

- Pieczka A., Kraczka J., 1994: *X-ray and Mössbauer investigations of tourmalines from Tatra Mts.* Miner. Pol., **25**, 2, s. 63–72.
- Pieczka A., Gawęda A., Piwkowski R., Kraczka J., 1996: *Tourmalines from the Goryczkowa Crystalline „Island”.* Prace Specjalne PTMin, **7**, s. 90–92.
- Piwkowski R., Gawęda A., 1998: *Ewolucja metamorficzna skał rejonu Błyszczka (Masyw Bystrej, Tatry Zachodnie).* Studia Geol. Pol., **111**, s. 137–154 [Kraków].
- Pitcher W. S., 1997: *Evidence for restite: unmixing as an alternative hypothesis.* In: *The Nature and Origin of Granite.* 2<sup>nd</sup> edition. Ch. 8. Chapman & Hall. London, s. 125–143.
- Poller U., Todt W., Janak M., Kohut M., 1999: *The geodynamic evolution of the Tatra Mountains constrained by new U-Pb single zircon data on orthogneisses, migmatites and granitoids.* Geol. Carpathica, **50** (special issue), s. 131–133.
- Poller U., Janak M., Kohut M., Todt W., 2000: *Early Variscan magmatism in the Western Carpathians: U-Pb zircon data from granitoids and orthogneisses of the Tatra Mountains (Slovakia).* Int. J. Earth Sci., **89**, s. 336–349.
- Rabowski F., 1938: *Uwagi dotyczące się tektoniki trzonu krystalicznego Tatr.* Biul. PIG, **4**, s. 1–9.
- Ryka W., Maliszewska A., 1982: *Słownik petrograficzny.* Wyd. Geol. Warszawa.
- Sawyer E. W., 1998: *Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites.* J. Petrol., **39**, 6, s. 1147–1167.
- Scaillet B., Pichavant M., Roux J., 1995: *Experimental crystallization of leucogranite magmas.* J. Petrol., **36**, 3, s. 663–705.
- Shand S. J., 1951: *Eruptive rocks.* J. Wiley. New York.
- Shearer C. K., Papike J. J., Simon S. B., Laul J. C., 1986: *Pegmatite-wall-rock interactions, Black Hills, Sout Dakota: Interaction between pegmatite-derived fluids and quart-mica schist wallrock.* Amer. Miner., **71**, 3–4, s. 518–539.
- Sherman P., 1968: *Emulsion Sciences.* Academic. New York, s. 351.
- Skupiński A., 1975: *Petrogeneza i struktura trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich między Ornakiem i Rohaczami.* Studia Geol. Pol., **49**.
- Spear F. S., 1993: *Metamorphic phase equilibria and Pressure–Temperature–Time Paths.* MSA Mongraph. Washington.
- Spurr J. E., 1900: *Classification of igneous rocks according to composition.* Amer. Geol., **25**.
- Strong D. F., Hanmer S. K., 1981: *The leucogranites of Southern Brittany: origin by faulting, frictional heating, fluid flux and fractional melting.* Canadian Miner., **19**, s. 163–176.
- Sun S.-S., McDonough W. F., 1989: *Chemical and isotopical systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.* W: *Magmatism in the Ocean Basins.* Geol. Soc. Spec. Publ., **42**, s. 313–345.
- Swanson, 1977: *Relation of nucleation and crystal growth rate to the development of granitic textures.* Amer. Miner., **62**, s. 866–978.
- Taylor S. R., McLennan S. M., 1985: *The continental crust: its composition and evolution.* Blackwell. Oxford.

- Vigneresse J. L., 1995: *Control of granite emplacement by regional deformation*. Tectonophysics, **249**, s. 173–186.
- Vigneresse J. L., Barbey P., Cuney M., 1996: *Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer*. J. Petrol., **37**, 6, s. 1579–1600.
- Vozarova A., 1993: Pressure-temperature conditions of metamorphism in the northern part of the Branisko crystalline complex. Geol. Carpathica, **44**, 4, s. 219–232.
- Vielzeuf D., Montel J.-M., 1994: *Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid absent experiments and phase relations*. Contrib. Mineral. Petrol., **117**, s. 375–393.
- Watson E. B., Harrison T. M., 1983: *Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types*. Earth Planet. Sci. Lett., **64**, s. 295–304.
- Webber K. L., Simmons W. B., Falster A. U., Foord E. E., 1999: *Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California*. Amer. Miner., **84**, s. 708–717.
- Whickham S. M., 1987a: *Crustal anatexis and granite petrogenesis during low-pressure regional metamorphism: the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France*. J. Petrol., **28**, s. 127–169.
- Whickham S. M., 1987 b: *The segregation and emplacement of granite magmas*. J. Geol. Soc. [London], **144**, s. 281–297.
- White A. J. R., Chappel B. W., 1977: *Ultrametamorphism and granitoid genesis*. Tectonophysics, **43**, s. 7–22.
- Whitney J. A., 1988: *The origin of granite: the role and source of water in the evolution of granitic magmas*. Geol. Soc. of Amer. Bull., **100**, s. 1886–1897.
- Wilamowski A., 1998: *Środowisko geotektoniczne intruzji granitowych Tatr i Karkonoszy w świetle danych geochemicznych*. Arch. Miner., **51**, z. 1–2, s. 261–271.
- Williams M. L., Grambling J. A., 1990: *Manganese, ferric iron and the equilibrium between garnet and biotite*. Amer. Min., **75**, s. 886–908.
- Ziegler P. A., 1986: *Geodynamic model for the paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe*. Tectonophysics, **126**, s. 303–328.

## ALASKITES OF THE WESTERN TATRA MOUNTAINS

### A record of Early–Variscan collision stage in the Carpathians pre-continent

#### Summary

The crystalline basement of the Western Tatra Mountains consists of metamorphic cover and granodiorite intrusion, called Rohacze Granite. The metamorphic cover is composed of two units: Upper Structural Unit (GJS), metamorphosed in upper amphibolite facies conditions ( $P = 7.5\text{--}9$  kbar;  $T = 670\text{--}780^\circ\text{C}$ ), and Lower Structural Unit (DJS), metamorphosed in the epidote-amphibolite to lower amphibolite facies conditions ( $P = 5\text{--}8$  kbar;  $T = 540\text{--}580^\circ\text{C}$ ), forming together the inverted metamorphic zonation (Janak, 1994; Gawęda, Kozłowski, 1998; Gawęda *et al.*, 1998; Kozłowski, Gawęda, 1999). Both units are divided by the ductile shear zone. Small lens-like or tongue-shaped leucogranite intrusions, called traditionally alaskites (Jaroszewski, 1965; Burchart, 1970) are located in the fold cores, shear zones and in tectonic discontinuities at the base of the Upper Structural Unit (GJS). The modal analyses of the alaskites show the variation in proportions of plagioclases to K-feldspars and in the amount of quartz. For each studied locality a shift in mineral compositions from the margin to the centre of each intrusion was observed (from high Kfs/Pl and Qtz content about 20% vol to low Kfs/Pl ratio and Qtz content more than 30%). Such features mirror the changes in magmatic fluid character and the predominance of  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$  over  $\text{H}_2\text{O}$  (Ebadi, Johannes, 1991). This fact is in agreement with the character of the host rocks (rich in graphite – Gawęda, Cebulak, 1999) with low  $f_{\text{O}_2}$ , and supported by the lack or scarcity of magmatic muscovite and the local presence of positive Eu anomalies in REE chondrite-normalized diagram.

The magmatic fabric (phot. 6, 10) and porphyroclasts rotation (phot. 3), point out the syntectonic character of the alaskite intrusions, connected with the overthrusting of GJS over DJS (Kozłowski, Gawęda, 1999). The resister and restite minerals (Pl, Grt, Bt, Zr, Tnt, and Ap) are present in different amount in the alaskites: from 0–10% vol. in the centres of alaskite bodies, up to 50–60% vol. in the border zones, which can be classified, in fact, as migmatites. Restite and resister minerals subjected the partial recrystallization and/or chemical homogenisation inside the alaskite magma.

Alaskites are peraluminous in composition, with  $A/\text{CNK} > 1$  and  $A/\text{NK} > 1.1$ , poor in CaO (tab. 13, fig. 28). They plot on or slightly below the cotectic plane in the quaternary Ab-Or-Q-An diagram (James, Hamilton, 1969; fig. 30).

As the products of partial melting, alaskites are assumed to be formed according to the reaction of the muscovite dehydration-melting:  $Ms + Qtz = Kfs + Sil + L$ , modified by the presence of graphite or tourmaline. The range of partial melting and melt composition depended on the petrographical characteristics of the source material and the composition and accessibility of volatile components. The melting ratio varied in the range of 9–36% vol. (tab. 18 a, b), but did not exceed the Rheologically Critical Melt Fraction (defined after Wickham, 1987 a, b). According to mass-balance calculations, carried out for the main elements, the metamorphic rocks of GJS could be a source for the partial leucocratic melts. The syntectonic emplacement of alaskite magma and loss of the fluid phase caused the enhanced crystallisation, and – as a further consequence – an increase of magma viscosity. The increase of magma viscosity inhibited removal of the resister/re-stite minerals, which underline the primary magmatic fabric (phot. 15).

The conditions of magma generation were consistent with the GJS peak metamorphic conditions:  $P = 7\text{--}10$  kbar,  $T = 700\text{--}800^\circ\text{C}$ . The rapid loss of volatiles as well as the peritectic reactions, related to this process (for example tourmaline crystallisation), caused the local perturbations in crystallisation temperatures. As an effect, the local increase of temperature, up to the level of “dry” granite magma – over  $800^\circ\text{C}$  up to  $900^\circ\text{C}$  – took place (fig. 40). As a result of the mentioned perturbations, the decomposition of Ti-rich biotite to sillimanite “matts” (Gawęda *et al.*, 1999 a, b) and sapphirine occurred.

The alaskites of the Western Tatra Mountains have the features of syntectonic granitoids, originated due to collision of microplates (fig. 47 a, b, c, d). The collision and leucogranite magma generation took place at 340–370 Ma. Alaskites in the Western Tatra metamorphic basement are the remnants of the Early-Variscan collisional stage, which formed the pre-continent of the Carpathians. The presence of leucogranitic syntectonic bodies could help in reconstruction of the broken up and separated crystalline cores, present in the Inner Western Carpathians.

## АЛЯСКИТЫ ЗАПАДНЫХ ТАТР

### Запись ранне-варисцийской коллизионной стадии Карпатского проконтинента

#### Резюме

Кристаллическое основание Западных Карпат состоит из метаморфического покрова и интрузии гранодиорита, называемой гранит Рогача. Метаморфический покров сложен из двух этажей: верхний структурный этаж (GJS), подвергшийся метаморфизму в условиях высшей амфиболитовой фации ( $P = 7,5\text{--}9$  kbar;  $T = 670\text{--}780^\circ\text{C}$ ), и нижний структурный этаж (DJS), подвергшийся метаморфизму в условиях эпидот- амфиболитовой до низкой амфиболитовой фации ( $P = 5\text{--}8$  kbar;  $T = 540\text{--}580^\circ\text{C}$ ), образующие вместе обратную метаморфическую зональность (Janak, 1994; Gawęda, Kozłowski, 1998; Gawęda *et al.*, 1998; Kozłowski, Gawęda, 1999). Структурные этажи разделены протяженной зоной сдвига. Небольшие линзоподобные или языкообразные интрузии лейкогранитов, традиционно называемые аляскитами (Jaroszewski, 1965; Burchart, 1970), располагаются в ядрах складок, зонах сдвигов и в тектонических нарушениях в основании нижнего структурного этажа (GJS). Модельный анализ аляскитов показал изменение пропорций плагиоклаза и К-полевого шпата и количества кварца. Для каждого изученного обнажения наблюдалась смена минерального состава от края к центру каждой интрузии (от высокого отношения Kfs/Pl и содержания кварца около 20 об.% до низкого Kfs/Pl отношения и содержания кварца более чем 30 об.%). Такие особенности отражают изменения характера магматических флюидов и преобладание  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$  над  $\text{H}_2\text{O}$  (E b a d i, J o h a n n e s, 1991). Этот факт согласуется с характером вмещающих пород (богатых графитом – Gawęda, Cebulak, 1999) с низкой  $f_{\text{O}_2}$  и подтверждается недостатком или дефицитом магматического мусковита и локальным присутствием положительных Eu аномалий на нормированной по хондриту REE диаграмме.

Магматическое строение (фото 6, 10) и вращение порфирокластов (фото 3) указывают на синтетектонический характер аляскитовых интрузий, связанных с надвигами GJS на DJS (Kozłowski, Gawęda, 1999). Реликтовые и реститовые минералы (Pl, Grt, Bt, Zr, Tnt и Ap) присутствуют в различных количествах в аляскитах: от 0–10 об.% в центре аляскитового тела, до 50–60 об.% в краевых зонах, которые могут быть классифицированы, в действительности, как мигматиты. Реликтовые и реститовые

минералы подвергались частичной рекристаллизации и/или химической гомогенизации внутри аляскитовой магмы.

Аляскиты являются пералюминиевыми по составу с  $A/CNK > 1$  и  $A/NK > 1.1$ , обеднены  $CaO$  (таб. 13, рис. 28). Они размещаются или чуть ниже поверхности котектики на четверной диаграмме  $Ab-Or-Q-An$  (James, Hamilton, 1969; рис. 30).

Как продукт частичного плавления, аляскиты, как предполагалось, образуются согласно реакции мусковитовой дегидратации – плавления, согласно реакции:  $Ms + Qtz = Kfs + Sil + L$ , модифицируемой наличием графита или турмалина. Область частичного плавления и состав расплава зависят от петрографических характеристик источника материала и состава и активности летучих компонентов. Коэффициент плавления изменяется в пределе 9–36 об.% (таб. 18 а, б), но не превышает Реологически Критического Расплавного Фракционирования (определение по Wickham, 1987 а, б). Согласно расчету баланса масс, сделанного для основных элементов, метаморфические породы GJS могут быть источником частичных лейкократовых расплавов. Синтектоническое замещение аляскитовой магмы и потеря флюидов вызвало усиленную кристаллизацию, и – в результате – увеличение вязкости магмы. Увеличение вязкости магмы препятствовало перемещению реликтовых/реститовых минералов, которые подчеркивают первичные структуру магмы (фото 15).

Условия образования магмы соответствовали условиям метаморфического пика GJS:  $P = 7\text{--}10\text{ kbar}$ ,  $T = 700\text{--}800^\circ\text{C}$ . Скорость потери летучих также, как и перитектическая реакция, связанная с этим процессом (например, кристаллизация турмалина) вызвали локальные нарушения температуры кристаллизации. Как результат, имело место локальное увеличение температуры до уровня „сухой” гранитной магмы – выше  $800^\circ\text{C}$  до  $900^\circ\text{C}$  (рис. 40). В результате вышеупомянутых нарушений, происходил распад обогащенного Ti биотита с образованием „ковровых” силлиманитовых структур (Gawęda *et al.*, 1999 а, б) и сапфирина.

Аляскиты Западных Татр имеют свойства синтектонического гранитоида, образованного в результате столкновения микроплит (рис. 47 а, б, с). Столкновение и образование лейкогранитовой магмы датируется около 340–370 млн лет. Аляскиты метаморфического основания западных Татр являются следом ранне-варисийской коллизионной стадии, когда был образован пракоинтinent Карпат. Присутствие лейкогранитового синтектонического тела может помочь реконструировать разрушенное и отделенное кристаллическое ядро, присутствующее во внешних западных Карпатах.

BUŠ





Redaktor  
GRAŻYNA WOJDAŁA

Redaktor techniczny  
BARBARA ARENHÖVEL

Korektor  
LIDIA SZUMIGAŁA  
MIROSLAWA ŻŁOBIŃSKA

Copyright © 2001  
by Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego  
Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336  
ISBN 83-226-1083-1

Wydawca  
**Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego**  
**ul. Bankowa 12B, 40-007 Katowice**

---

Wydanie I. Nakład: 250 + 50 egz. Ark. druk 9,0 + wklejki. Ark. wyd. 12,0. Przekazano do składu w czerwcu 2001 r. Podpisano do druku w sierpniu 2001 r. Papier offset. III kł. 80 g. Cena 20 zł

---

Firma Poligraficzno-Wydawnicza „COMPAL” s.c.  
ul. Mickiewicza 28/2, 43-300 Bielsko-Biała



nr inw.: BG - 303224



BG 303224

ISSN 0208-6336  
ISBN 83-226-1083-1